

Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Bulletin suisse de Minéralogie et Pétrographie
Bollettino svizzero di Mineralogia e Petrografia

Herausgegeben von der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft
Redaktionskommission:

Dr. A. Spicher, Basel. Prof. Dr. L. Déverin, Lausanne. Prof. Dr. W. Nowacki, Bern

Band 37 · Heft 2 · 1957

INHALT · SOMMAIRE

<i>W. Epprecht:</i> Unbekannte schweizerische Eisenerzgruben sowie Inventar und Karte aller Eisen- und Manganerz-Vorkommen der Schweiz	217
<i>M. Lorétan:</i> La détermination du pouvoir réflecteur des minéraux opaques et la méthode Machairas-Raguin	247
<i>L. Déverin:</i> Sur un choix de cristaux artificiels faciles à étudier sous le microscope polarisant	255
<i>J. Weber:</i> Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirola-Sorico zwischen Tessin und Comersee	267
<i>A. Kvale:</i> Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten (Vorläufige Mitteilung)	398
<i>S. Schilling:</i> Petrographisch-geologische Untersuchungen in der untern Val d'Ossola. Ein Beitrag zur Kenntnis der Ivreazone	435
<i>M. Weibel:</i> Zum Chemismus der alpinen Adulare (II).	545
Kurze Mitteilungen zur Mineralogie der Schweiz 8	
<i>R. L. Parker und P. Indergand:</i> Ein neues schweizerisches Vorkommen von Bertrandit	554
Bericht über die 32. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Neuchâtel, 22. September 1957.	559
<i>K. Smulikowski:</i> Riebeckite secondaire dans les mélaphyres de Lomnica dans les Sudètes.	565
<i>F. Herlach:</i> Eine einfache Methode zur Herstellung dünner zylindrischer Einkristallpräparate	566
Referate	569
Literaturbesprechungen	572

Vorstand der Gesellschaft — Comité de la société

1958

Präsident:	R. L. Parker, Mineralog. Institut ETH, Zürich
Vizepräsident:	Ed. Wenk, Bernoullianum, Basel
Sekretär:	Th. Hügi, Mineralog. Institut der Universität, Bern
Kassier:	A. Niggli, Mineralog. Institut ETH, Zürich
Redaktor:	A. Spicher, Bernoullianum, Basel
Beisitzer:	W. Epprecht, Institut f. techn. Physik ETH, Zürich P. Mercier, Tolochenaz s. Morges (Vaud) W. Nowacki, Mineralog. Institut der Universität, Bern M. Vuagnat, Palais de Rumine, Lausanne

Postcheck der Gesellschaft: VIII 11421

Bankkonten: Schweizerische Nationalbank, Basel, und Schweizerischer Bankverein, Basel

Anmeldungen als Mitglieder der S.M.P.G. und Adressänderungen sind zu richten an Prof. Th. Hügi Mineralog. Institut, Sahlstr. 6, Bern; alle den Versand der Zeitschrift und die Regelung der Mitgliederbeiträge betreffenden Anfragen sind an den Kassier Dr. A. Niggli, Mineralog. Inst. ETH, Sonneggstrasse 5, Zürich 6, zu richten.

Der *Mitgliederbeitrag* beträgt ab 1948 Fr. 28. — (Studierende Fr. 20. —). Die Mitglieder erhalten die Zeitschrift kostenlos zugesandt. *Lebenslängliche Mitgliedschaft* wird durch einmalige Zahlung von Fr. 560. — erworben. *Abonnemente* auf die Zeitschrift (für Nichtmitglieder) nimmt der Verlag Leemann, Zürich 34, entgegen (Fr. 40. — für 1957 und 1958). Postcheck-Konto VIII 2323.

Frühere Jahrgänge der Zeitschrift können Mitglieder beim Kassier, Nichtmitglieder beim Verlag bestellen. Band 1–4 ist vergriffen; Preis der Bände 5–27 (soweit vorrätig) Fr. 20. — für Mitglieder, Fr. 25. — für Nichtmitglieder. Prele der Bände 28–35 (soweit vorrätig): Fr. 28. — für Mitglieder, Fr. 35. — für Nichtmitglieder. Band 36–37: Fr. 28. — für Mitglieder, Fr. 40. — für Nichtmitglieder.

Vollkommen druckfertige Manuskripte sind zu senden an den Redaktor der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen Dr. A. Spicher, Bernoullianum, Basel. Arbeiten, die in französischer Sprache abgefasst sind, können auch an Prof. L. Déverin, Laboratoire de Minéralogie, Université de Lausanne (Suisse) gesandt werden. Die Autoren erhalten von Originalarbeiten 50 Sonderdrucke kostenlos.

Die Manuskripte können in deutscher, französischer, italienischer oder englischer Sprache abgefasst sein und gelangen in dieser Form zum Abdruck.

L'adhésion à la S.S.M.P. de membres nouveaux ainsi que les *changements d'adresse* doivent s'annoncer au Prof. Th. Hügi, Mineralog. Institut, Sahlstr. 6, Berne; pour toutes les questions concernant l'envoi du Bulletin et le paiement des cotisations, s'adresser au trésorier, Dr. A. Niggli, Mineralog. Institut. ETH, Sonneggstr. 5, Zürich 6.

La *cotisation annuelle* est de 28 fr. à partir de 1948 (étudiants 20 fr.). Les membres de la S.S.M.P. reçoivent le Bulletin gratuitement. La qualité de *membre à vie* s'acquiert par versement, fait en une seule fois, d'une somme de 560 fr.

L'abonnement au Bulletin pris chez l'éditeur Leemann, Zurich 34, est au prix de 40 fr. pour 1957 et 1958. Chèques postaux VIII 2323.

Pour l'achat de *Bulletins parus avant 1948*, qui se vendent par volume annuel, les membres de la S.S.M.P. peuvent s'adresser au trésorier, les autres personnes à l'éditeur. La série des volumes 1 à 4 est épuisée; Prix de vente: volumes 5 à 27 (en partie épuisés): 20 fr. pour les membres, 25 fr. pour les autres personnes. Volume 28 à 35 (en partie épuisés): 28 fr. pour les membres, 35 fr. pour les autres personnes. Volume 36 à 37: 28 fr. pour les membres, 40 fr. pour les autres personnes.

Les manuscrits doivent être adressés au rédacteur du Bulletin suisse de Minéralogie et Petrographie, Dr. A. Spicher, Bernoullianum, Bâle. Les articles en français sont aussi reçus par le Prof. Déverin, Laboratoire de minéralogie, Université de Lausanne. Le texte présenté doit être définitif et prêt à être imprimé sans retouche.

Les auteurs reçoivent gratuitement 50 exemplaires tirés à part de leurs travaux.

Les mémoires rédigés en allemand, en français, en italien ou en anglais sont imprimés tels quels.

Redaktionsschluss für Heft 1 von Band 38: 31. März 1958

Redaktionsschluss für Heft 2 von Band 38: 30. September 1958

Délai de rédaction pour le fascicule 1 du volume 38: 31 mars 1958

Délai de rédaction pour le fascicule 2 du volume 38: 30 septembre 1958

Unbekannte schweizerische Eisenerzgruben sowie Inventar und Karte aller Eisen- und Manganerz- Vorkommen der Schweiz¹⁾

Von *Willfried Epprecht* (Zürich)

Zusammenfassung

Im ersten Teil sind historische Quellenangaben von geologisch unbekannten schweizerischen Eisenerzgruben zusammengestellt, die seinerzeit für die Eisenversorgung des Landes zum Teil eine nicht unerhebliche Rolle spielten. Soweit dies möglich ist, werden Mutmassungen über die geologische Natur dieser Lagerstätten geäussert. Der zweite Teil enthält eine tabellarische Zusammenstellung aller bekannten schweizerischen Eisen- und Manganerz-Vorkommen mit Angaben über ihre Ausbeutungszeit. Ferner sind diese Lagerstätten und ihre ehemaligen Verhüttungsorte — soweit sie heute bekannt sind — auf einer Karte zusammengetellt.

I. BERICHTE ÜBER IN DER GEOLOGISCHEN LITERATUR UNBEKANNTE EISENBERGWERKE

J. J. SCHEUCHZER schrieb in seiner „Beschreibung der Naturgeschichte des Schweizerlandes“ 1707: „Ich füge aber auch hinzu, dass bald kein Land so viel Eisenerz hat als das unsrige“ (60, Seite 28). Er lebte in einer Zeit, in welcher die an armen Lagerstätten so reiche Schweiz ihren Eisenbedarf selbst decken konnte, ja zum Teil sogar noch Eisen ausfuhrte. Die Liste SCHEUCHZERS über die schweizerischen Eisenerze enthält zahlreiche Fundorte und Abbaustellen, welche heute nicht nur als wirtschaftlich uninteressant gelten, sondern völlig in Vergessenheit geraten sind. Bei den Vorarbeiten für eine Karte aller schweizerischen Eisenerzvorkommen und -gruben griff ich daher auf diese Liste zurück, sodann auch auf die Angaben von JOS. SIMLER, 1574 (66), CONR. GESNER, 1565 (32), und J. J. WAGNER, 1680 (76), sowie auf das „Verzeichnis der Mineralien des Schweizerlandes“ von G. S. GRUNER, 1775 (33). Diese ältesten mineralogischen Dokumente geben zusammen

¹⁾ Erscheint gleichzeitig als „Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Kleinere Mitteilungen Nr. 19“.

mit den neueren historischen Arbeiten von H. WALTER über den Bergbau in den 5 alten Orten (78), H. ROSSI über die Walliser Bergwerke (58) und W. U. GUYAN (Kt. Schaffhausen) (37, 38) sowie CHR. G. BRÜGGER (X Gerichte) (12), P. PLATTNER (östliche Schweiz) (54) und CH. WALKMEISTER (Kantone Glarus und Graubünden) (77) ein anschauliches Bild vom schweizerischen Eisenbergbau vom Mittelalter bis etwa 1850. Vereinzelte kurze Hinweise im einen oder andern der erwähnten Werke ergänzen sich zum Teil und geben schliesslich deutliche Hinweise auf Bergbaustellen, welche in der geologischen Literatur unseres Jahrhunderts völlig unerwähnt sind. Da es sich z. T. um wissenschaftlich untersuchenswerte Vorkommen handelt, seien diese alten Eisenerzgruben hier zusammengestellt. Dabei werden nur solche berücksichtigt, welche KÜNDIG und DE QUERVAIN in dem Buche „Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz“, 1941 (46), nicht erwähnen, zum mindesten nicht als Eisenerzvorkommen.

1. Juragebiet

Nach den neueren archäologischen Arbeiten, insbesondere von W. U. GUYAN (37, 38) ist die von QUINQUEREZ (56) anhand zahlreicher Schlacken- und Ofenfunde im Jura geäusserte Ansicht, im Jura seien in der *Eisenzeit*, vor allem der La-Tène-Zeit (500 bis 58 v. Chr.), schweizerische Bohnerze verhüttet worden, als sehr vage zu bezeichnen. Sichere, in die Eisenzeit datierbare Verhüttungs- und Abbaustellen fehlen im schweizerischen Jura. Vielleicht wird eine erneute Überprüfung der Schlackenvorkommen und vor allem der in ihnen eingeschlossenen Holzkohlereste mittels der Radiokarbon-Methode eine genaue Datierung ermöglichen. Vorläufig muss angenommen werden, dass es sich ebensogut um mittelalterliche Verhüttungs-Stellen handeln kann. Entsprechendes gilt für die bisher als *römisch* bezeichneten Fundpunkte. Die einzige Stelle, wo auch nur einigermaßen sicher ein römischer Hüttenort nachgewiesen ist, liegt bei Schleithelm (Kt. Schaffhausen, GUYAN, 37). Es könnte sich aber dort auch nur um einen — sicher römischen — Schmelzofen handeln, wo nicht verhüttet, sondern nur umgeschmolzen wurde. Eindeutig datierbar sind bisher nur *mittelalterliche* Rennöfen, z. B. ein solcher bei Merishausen (Kt. Schaffhausen, 37). Dabei ist es besonders interessant, dass die dort anstehenden *Dogger-Oolithe* verhüttet wurden und nicht etwa die ebenfalls in der Nähe vorkommenden Bohnerze. Die Schlacken beim Schleithelmer Ofen sind übrigens so

phosphorreich, dass es sich — falls wirklich ein Rennofen vorliegt — auch dort nur um eine Verhüttung von Dogger-Erzen handeln kann. Die späteren Abbaue wurden allerdings im Kanton Schaffhausen alle in den Bohnerzen betrieben. Entgegen früheren Ansichten ist somit keltischer und römischer Eisenbergbau im schweizerischen Jura nicht bewiesen, er ist indessen als wahrscheinlich zu taxieren, da spätkeltische Eisenerzverhüttungen in Süddeutschland einwandfrei nachgewiesen sind.

Die Abbaustellen von *Bohnerzen* werden wohl nie alle eruiert werden können, da in den fraglichen Formationen die oberflächlichen Schürfunken viel zu leicht unkenntlich werden. Zu den bereits bekannten Stellen sei hier nur diejenige der Kappeler Höfe (bei Baden) hinzugefügt, die SCHEUCHZER (60) nennt und auch GRUNER (33) als Abbaustelle kannte. Es handelte sich damals um das östlichste Vorkommen des Faltenjura, wenn man von dem Bohnerz bei Boppelsen absieht, das SCHEUCHZER nicht als Bergwerk kannte, sondern nur als „zimliche Anzeichen eines Eisenerztes“ bezeichnete, das aber nach E. BAUMBERGER (8) um 1760 eine geringe Menge Bohnerz lieferte.

2. Subalpine Molasse im Kanton Luzern

In der Gegend zwischen Luzern und Schüpfheim liegt eine Zone alter Eisenerzgruben, die nur urkundlich verbürgt ist. Es ist das Verdienst von H. WALTER (78), dass diese wieder bekannt geworden sind. Er schreibt: „Freilich stammen die Aufzeichnungen über die ersten dortigen Bergbau-Anlagen alle aus viel späterer Zeit, ohne dass wir ihren Ursprung, der oft in mündlicher Überlieferung liegen dürfte, noch nachweisen können. Aber sie lauten so übereinstimmend und knüpfen sich an deutliche materielle Überreste, dass wir mit einem verhältnismässig früh begonnenen Eisenbergbau bei Kriens als einer Tatsache rechnen dürfen.“ Auf der Menzingerweid am Sonnenberg-Südhang, etwa 1 Kilometer WNW von Kriens „sei im Jahre 1486 ein Schacht der Erzgrube zusammengestürzt. Im Hof zu Luzern soll ein Totenbuch sein, worin die 60 Mann eingetragen seien, welche durch den Einsturz getötet worden seien. Noch im 17. Jahrhundert seien diese Eisenerzgruben benützt worden“. 1598 wurde der Bau eines Eisenhammers in Kriens bewilligt (allerdings ohne Erwähnung einer Verhüttung). Schon 1601 wurde dann ein zweiter Hammer aufgestellt, wobei die Urkunde ausdrücklich auf die Verhüttung von Eisenerzen hinweist. Auch später soll noch hin und wieder beim Mühlerain und in der Menzingerweide nach Erz gegraben worden

sein, so auch gegen das Ende des 18. Jahrhunderts und sogar noch 1858, diesmal allerdings ohne Erfolg. 1616/17 wurde die Verhüttungsanlage samt der Hammerschmiede vom Krienbach weggeschwemmt. Auch am Geissrain muss ein Ofen gestanden haben, in dem die Erze vom Mühlerain verhüttet wurden. Noch heute sollen am Sonnenberg schachtähnliche Höhlen und Bodenformen vorhanden sein, welche den alten Bergbau bestätigen.

1665 wurde im Hergiswald (3,5 km WSW von Kriens) ebenfalls Eisenerz gefunden, vermutlich in der Gegend der Einmündung des oberen Krienbaches in den Fischerenbach. Die Stadt Luzern nahm hierauf die Ausbeute selbst in die Hand. Offenbar entstand „in den Fischeren“ auch eine Schmelzanlage. Nach zwei Jahren ging hier indessen der Bergbau wieder ein, da das Erz zu wenig Gehalt zeigte.

Zeitgenössische Berichte sind ferner von einem Eisenerzbergbau am Rümliqbach bei Malters vorhanden, wo neben Kriens die wichtigsten Funde gemacht wurden. 1594 regte Junker JOST PFYFFER von Luzern den Abbau bei Malters an. Zwischen Malters und Entlebuch wurden am Rümliq ein Schmelzofen und andere Anlagen erstellt, und zwar vermutlich bei dem rechts vom Bache liegenden Hofe „Isleren“. Sie wurden jedoch vor ihrer Fertigstellung vom Bach fortgerissen. 1596 wurde noch ein zweites „Geäder von Eisenerz“ bei Malters gefunden und neuerdings ein Ofen und ein Hammer am Rümliq aufgestellt, diesmal „in der Möschföhren“ oberhalb der Schachenbrücke. Das Bergwerk befand sich vermutlich am linken Rümliqufer, wo man 1870 Stollenreste entdeckt haben soll. Der Schmelzofen war zum vorneherein für die Mitverhüttung von Melchthaler-(Erzegg)-Erzen gebaut worden, und es wurden denn auch tatsächlich Erze von der Frutt her nach Malters geführt! 1597, also bereits nach einem Jahr, ging dann das Bergwerk und die Hütte wieder ein.

Des weiteren berichtet WALTER (78) von Eisenbergbau-Versuchen im Entlebuch. 1647 wird erwähnt, dass „ein LUX UNDERNÄHRER in seiner Alp ein Bergwerk zu betreiben suche“, wobei als Lokalität der südöstlich von Schüpfheim liegende Farnern mit den Höfen „Stollenhütten“, „Stollenweidli“ und „Stollen“ vermutet werden muss, jedenfalls wird dort im 19. Jahrhundert ein verlassener Eisenbergwerkstollen erwähnt. Ferner berichtet der Schüpfheimer Pfarrer SCHNYDER VON WARTENSEE (zit. in 78), der das Entlebuch in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts eingehend erforschte, dass man Eisenerz in dieser Gegend an vielen Orten treffe, so an drei Stellen am Rümliqbach, im Kirchgang Hasli, auf der Farnern und besonders bei Staufen (Staubbach-Einmündung in die Waldemme hinter Klusstalden).

Die geologische Literatur erwähnt meines Wissens nichts über die genannten luzernischen Molasse-Erze. Die Krienser und Hergiswalder Vorkommen liegen im Aquitan (granitische Sandsteine und z. T. bunte Mergel), diejenigen am Rümliqbach vielleicht in der gleichen Zone, vielleicht aber auch im Burdigalien, Helvétien oder sogar Tortonien, da dieser Bach alle diese Stufen quert. Ebenso unsicher ist die Lage des Vorkommens von Hasle. Dagegen liegen Farnern, Stollen und Staufen wieder eindeutig im Aquitan.

Das *Aquitan* ist in dieser Gegend meist rot gefärbt infolge eines Gehaltes an Hämatit. Ein roter aquitaner Ton aus dem 15 km westlicher gelegenen Gebiet von Marbach enthält 3,4 % Fe (Analyse in 51). Der Eisengehalt ist somit trotz intensiver Rotfärbung nicht sonderlich hoch, wenn dies vielleicht auch lokal der Fall sein könnte. Weder H. FRÖHLICHER (28) noch H. MOLLET (47), welche die Molasse des fraglichen Gebietes zwischen Rümliqbach und Waldemme bearbeiteten, noch E. BAUMBERGER (9, Luzerner Raum) erwähnen irgendwelche auffallend eisenreiche Vorkommen. Nur rote Mergel, Sandsteine und Nagelfluhen werden genannt. Auch aus dem Burdigalien, Helvétien und Tortonien ist in dieser Gegend nichts bekannt, was als Eisenerz gelten könnte. Da die alten Angaben z. T. von „*Toneisensteinen*“ reden, könnte man vermuten, dass besonders eisenreiche mergelige Partien des Aquitans verwertet wurden. Jedenfalls handelte es sich — vielleicht mit Ausnahme von Kriens — nur um relativ kleine und sicher um arme Erzvorkommen. Vermutlich war der Gehalt so niedrig, dass auch in den alten Zeiten nur eine unwirtschaftliche Ausbeutung möglich war. Trotzdem wäre eine wissenschaftliche Überprüfung interessant.

3. Helvetikum, Ultrahelvetikum und Klippen

a) *Schimbergkette*

Im Anschluss an die luzernischen Molasse-Vorkommen seien zunächst die ebenfalls von WALTER (78) erwähnten Eisenerzgruben des Schimberg-Waldemme-Gebietes genannt. Im Jahre 1589 grub JOST PFYFFER von Luzern einer Eisenerzschicht am Schimberg nach. SCHNYDER VON WARTENSEE bestätigt etwa 200 Jahre später dieses Vorkommen und sagt, es handle sich um eine ziemlich seltsame Eisenmine in einem grünlichen, wohl kupferhaltigen Gestein. Derselbe Gewährsmann beschreibt ein am SW-Ende der Schimbergkette gelegenes

„Erzloch“, in welchem er Pyrit fand. Dieser am Kragenberg bei Flühli gelegene Fundort, wie auch der vorgenannte, deuten auf ehemalige Bergbauversuche hin, möglicherweise auf den 1580 erwähnten Abbau von Kupfer und Silber am Schimberg. SCHNYDER VON WARTENSEE kannte ferner ein Eisenerzvorkommen in der Bleiken bei Flühli, das auch WAGNER (76) und SCHEUCHZER (60) schon früher erwähnten. Von einem Abbau an diesem Orte steht allerdings nirgends etwas geschrieben; es blieb somit offenbar im luzernischen Alpenrandgebiet überall bei Bergbau-Versuchen.

Die geologische Stellung der Fundorte ist mangels genauer Ortsangaben sehr fraglich. Die Bleikenalp liegt fast völlig im Gebiet des Schlierenflysches, der nach SCHIDER (61) keine auffallend eisenreiche Gesteine enthält. Nur ein kleines Stück gehört noch zu dem vom Kragenberg über den Rotbach herüber streichenden Helvetikum. Hier und am Kragenberg selbst steht Valanginien bis Lutétien an (61). Beim „Kessloch“ (handelt es sich dabei vielleicht um das von SCHNYDER genannte „Erzloch“?) ziehen die stark glaukonitischen Altmannschichten durch, welche am Schimberg pyritreich sind (47). Vielleicht handelt es sich bei dieser Schicht auch um das „kupferhaltige“ Gestein vom Schimberg, ist es doch im frischen Zustand grünlichblau und verfärbt sich beim Verwittern des Pyrites rostrot. Die chemische Analyse eines Glaukonitmergels der Altmannschichten vom Lopperberg am Pilatus weist einen Gehalt von 8,5 % Fe (zit. in 51) nach. Möglicherweise ist der Gehalt bei Pyritreichtum noch beträchtlich höher. Beim Vorkommen von Bleiken muss es sich allerdings um etwas anderes handeln, denn GRUNER (33) erwähnt „lichtgraues Eisenerz“ von dort.

b) *Schienberg-Rögenstock (Isenbach)*

Ein weiteres Gebiet, in welchem zum mindesten Eisenerz-Abbauversuche durchgeführt wurden, liegt im Iberger Raume. Nach WALTER (78) ist hierüber folgendes bekannt: Im Mai 1597 fand eine Begehung von Fachleuten statt, welche die Erze im schon damals „Isenbach“ genannten Tälchen hinter dem Schienberg untersuchen sollten. Sie beschlossen den Abbau, der auch wirklich in Angriff genommen wurde. 1610 ist in den Schwyzer Akten wieder die Rede vom „bewussten Bergwerk“ (wobei es nicht ganz sicher ist, ob es sich um das Iberger Bergwerk handelt), indem damals jedermann ermuntert wurde, dort mitzuhelfen. Über den weiteren Verlauf ist indessen nichts mehr bekannt.

Im Gebiete des Eisentobelbaches und der Eisentobelhütte stehen Radiolarite und Ophiolithe der Simmendecke an, die meist rot gefärbt sind. WALTER nennt Eisenoxydgehalte von 8,5 resp. 14 %. Es ist durchaus möglich, dass auch noch höhere Gehalte lokal vorkamen. Das von A. JEANNET (43) beschriebene Vorkommen von Lias-Dogger-Eisenoolith an der Roggenegg in Form von Blöcken im Flysch dürfte kaum die gesuchte Abbaustelle sein, doch zieht der Flysch auch gegen das Eisentobel, wo evtl. ähnliche Blöcke einmal vorkamen. Jedenfalls kann auch bei diesem alten Bergwerk keine sichere topographische und geologische Lokalisation durchgeführt werden.

c) *Urnerisches Isental*

Eindeutigere Angaben besitzt man vom westlich des Urnersees gelegenen Isental. WALTER (78) konnte folgendes in Erfahrung bringen: Vermutlich schon im ausgehenden Mittelalter, sicher aber 1596 fand im Isental Bergbau auf Eisen statt. Damals war H. J. MADRAN, der Bergherr der Windgällen-Eisengruben, auch Gebieter im Isental. Er erhielt den Bannwald unten am See bei Isleten zugesprochen und verpflichtete sich zu sehr weitgehenden Strassen-Unterhalts-Arbeiten. Vermutlich lag das Bergwerk im untersten Teile des Tales nahe beim See. Am See befand sich vermutlich auch die Schmelze MADRANS. Leider ist nicht bekannt, wie lange dort Erz abgebaut und verhüttet wurde. Nach WALTER war später einmal bestätigt worden, dass an der Wolfhalde im Isental Erz abgebaut und bei Isleten am See verhüttet worden sei. Die Lokalität „Wolfhalde“ ist heute unseres Wissens nicht mehr bekannt. Nach WALTER scheint es wahrscheinlich, dass vor MADRAN die Schmelze weiter taleinwärts lag. Da weder WAGNER (76) noch SCHEUCHZER (60) etwas vom Isentaler Erzbergbau berichten, muss dieser bald nach MADRANS Zeiten eingegangen sein.

In der geologischen Bearbeitung des Isentales erwähnt H. ANDEREGG (2, 1940) die Isentaler Eisenerze nicht, und seine sowie FICHTERS Arbeiten (26) bieten keine Anhaltspunkte dafür, um was für Vorkommen es sich gehandelt haben könnte. Als eisenreichere Schichten kämen in Frage: der Callovien-Oolith, der jedoch nach P. ARBENZ (5, 6) in der Isentaler Axendecke fehlt, resp. in der Urirotstockgruppe durch ein Konglomerat ersetzt ist. Ferner ist hier das Siderolithikum unbekannt. Es bleibt daher die Möglichkeit, dass es sich ähnlich wie am Schimberg um eine relativ eisenreiche Schicht der Kreide gehandelt hat. Als solche erwähnt ANDEREGG die Altmannschichten sowie die phosphoritreiche

„Gemsmättelschicht“ (ob. Valanginien); sodann käme evtl. noch die „Schifflischicht“, der glaukonitische Horizont im Kieselkalk in Frage, vielleicht auch ein Assilinengrünsand des Lutétien. Eindeutigeres wird sich erst aussagen lassen, wenn entweder die Bergwerksanlagen selbst oder zum mindesten die „Wolfhalde“ gefunden wird.

d) *Sachslerberg*

Auf dem Sachslerberg muss seinerzeit während kurzer Zeit ein Eisenerzvorkommen ausgebeutet worden sein. WALTER (78) weiss darüber folgendes zu berichten: Im Jahre 1681 wurden im Zusammenhang mit der Erzgewinnung an der Erzegg und der Verhüttung im Melchtal neue Erze gefunden. Der Fund wurde dabei als so vielversprechend betrachtet, dass die Unterwaldner Regierung dem Ersuchen des Bergherrn STOCKMANN entsprach, nach welchem die Melchtaler Hütten- und Hammerwerke liquidiert werden sollten. STOCKMANN fiel jedoch wenig später in Ungnade und man hört erst aus dem Jahre 1694 wieder etwas von diesem „neuen“ Erz, als eine Probe nach Würzburg zur Begutachtung gesandt wurde. Der Befund fiel günstig aus, doch ist nichts Schriftliches über den Abbau überliefert. WALTER glaubt aus Andeutungen in den Berichten STOCKMANNs schliessen zu dürfen, dass die Fundstelle am Ausgang des Melchtales liegen müsse; es steht indessen nur fest, dass sie im Kirchgang Sachseln lag. WALTER (78) schreibt auch, der Ort der Bergbauversuche sei „noch heute“ (er meint ca. 1924) erkennbar hinter der „Schaflecki“, wo im „oberen braunen Jura eine flache Grube liege, in der einst ein oberflächlicher Abbau betrieben worden sein muss“. Es müsste sich demzufolge um ein Callovien-Erz handeln. Dieses ist jedoch nach ARBENZ (4, 5) in diesem Raume nirgends bekannt, ausser im Gebiete Balmeregg-Erzegg und am Salistock westlich Engelberg. Im Raume des Sachsler-Berges steht nur Kreide an. Falls es sich wirklich um ein Callovien-Erz gehandelt hat, so muss dasselbe entweder im Melchtal selbst (Ostabfall der Heitlistock-Haupt-Kette oder Nunalphorn-SW-Hänge) oder aber im Hochstollen-Giebel-Klein Melchtal-Raume an geologisch heute nicht bekannter Stelle in den dortigen Doggerschichten liegen. Im Gebiete gegen den Sachslerberg liegt im Kleinen Melchtal eine „Stollenalp“, wo tiefster Malm, evtl. auch Dogger ansteht. Eine Ortsbezeichnung „Schaflecki“ fehlt allerdings auf den Karten. Nach F. BENTZ (10) ist nichts über eisenreiche Schichten des Malm und der Kreide im Raume des kleinen Melchtales und des Sachslerberges bekannt.

e) *Walenseegebiet und Churer Rheintal*

Auf der Meerenalp am Mürtchenstock liegt ein Vorkommen des Blegi-Oolithes, das nach H. SIMON (67) 1856 als „Roteisensteinlager“ entdeckt wurde. In der Hütte von Plons, wo die Gonzenerze damals geschmolzen wurden, untersuchte man Proben vom Meerenalp-Erz, wobei ein Gehalt von 30—50% Eisen gefunden worden sei. Auch soll die günstige Zusammensetzung gelobt worden sein. Nach E. STÖHR (71) kam es zu keinem Abbau, doch lässt sich eindeutig sagen, dass es sich um *Blegi-Oolith* handelt.

Vollkommen im Dunkeln bleibt indessen vorläufig, wo und was für Eisenerz in den Flumserbergen im Mittelalter abgebaut wurde. PLATTNER (54) erwähnt eine Urkunde vom 9. Juli 1410, welche von einer solchen Ausbeutung spricht, die sicher nicht den nahen Gonzen betrifft, da dieser im gleichen Schriftstück ebenfalls erwähnt wird. Vielleicht waren damals ähnliche Hämatiterze bekannt, wie sie WEBER (79) neuerdings im Verrucano bei Mels gefunden hat.

Bei Bonaduz liegt ein weiteres Vorkommen des Blegi-Oolithes, wo nach C. SCHMIDT (62) in der Gegend der Hinterrhein-Mündung und im Val Surda (Wald westlich Bonaduz) 1868/69 nach Erz gegraben wurde.

4. Zentralmassive und Zwischenmulden

a) *Obersaxen (Bündner Oberland)*

Nach PLATTNER (54) wurden in Truns nicht nur die Eisenerze aus dem Val Punteglas verhüttet, sondern auch solche von Obersaxen, die einen Eisengehalt unter 15% gehabt haben sollen, ferner von einer zwischen Obersaxen und Truns liegenden Örtlichkeit, wo „ein grauer, kieseliger Talkschiefer mit Eisenoktaedern“ abgebaut wurde, der kaum 5% Eisen aufwies! B. STUDER (73) nennt ein Vorkommen bei Eggen (Obersaxen), wo im Kalkstein grosse Nester von *Brauneisenstein* liegen, die bis 1836 für den Trunser Hochofeln abgebaut wurden. Später ergänzt er (74) die Angaben noch dahin, dass auch bei Flond ein poröser Limonit ausgebeutet worden sei, der Lager und Nester in einem Tonschiefer und einem im Verrucano liegenden dolomitischen Kalkstein bilde. Das Vorkommen steht vielleicht mit dem Fahlerz von Vivér derselben Zone in Beziehung, könnte es doch seiner Oxydationszone entsprechen. Demgegenüber muss bei dem „Talkschiefer“ ein anderes Vor-

kommen vorliegen. Möglicherweise handelt es sich um die durch FRIEDLAENDER (27) von Platenga beschriebene *Magnetit*-Anreicherung im Bündnerschiefer nahe am Triaskontakt, die zeitweise abgebaut worden sei, vielleicht aber auch um den in der Garveramulde weithin verfolgbaren Zug der Magnetitphyllite. Diese besonders aus dem Val Gierm und der Cavadischlucht bekannten Gesteine wurden von E. NIGGLI (50) als metamorphe, sandige bis arkoseartige Tone erkannt, die bis 8 Vol. % Magnetit enthalten können.

b) *Mulde von Chamonix und nördliche Grenze des Aiguilles-Rouges-Massives*

Für die zwischen dem Mt. Blanc- und dem Aiguilles-Rouges-Massiv liegende Mulde (Tal von Trient) liegen zahlreiche Hinweise für eine Eisengewinnung vor. SIMLER (66), WAGNER (76) und SCHEUCHZER (60) erwähnen dieses Tal alle, ebenso zählt GRUNER (33) mehrere Eisenerzsorten auf, die aus Trient stammen. Dabei wird allerdings bei keinem dieser Autoren klar, um was für Eisenerze es sich eigentlich handelte. ROSSI (58) — der historische Bearbeiter des Bergbaues im Kanton Wallis — erwähnt, dass der Bischof von Sitten 1377 eine Eisengrube im Tale von Trient einem gewissen NANTELMUS zu Lehen gab. Ferner beutete 1514 im gleichen Tale ein Savoyer PIERRE MONDAZ Eisenerze aus, und zwar mit Unterstützung des Walliser Landeshauptmannes JOHANN DE PLATEA.

In der geologischen Literatur konnte ich nur im erläuternden Text zum Geol. Atlasblatt „Finhaut“ von COLLET et al. (15) die Angabe finden, dass bei der Alp Tseppes (1 km westlich Trient) am Croix de Fer ein ziemlich unbedeutendes Vorkommen von Eisenoxyden im *Callovien* liege, das früher auf Eisen ausgebeutet worden sei. Es könnte sich daher bei den älteren Angaben um diese Lagerstätte gehandelt haben. Das *Callovien* ist hier ähnlich wie in den helvetischen und autochthonen Profilen z. T. als eisenschüssiger Kalk (offenbar oolithisch?) ausgebildet. Man muss evtl. auch die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass die Abbaue im Tale von Trient sich teilweise auf das Vorkommen von Salanfe beziehen, wo auf der Arsenkieslagerstätte auch Magnetit, Hämatit und Limonit sporadisch vorkommen.

An dieser Stelle sei auch kurz das *Pyrit*vorkommen des Val Barthélemy (2 km westlich von Evionnaz) erwähnt, wo 1918 ein Abbauversuch für die Schwefelsäurefabrikation unternommen wurde. Längs Bruchzonen sind der Gneis des Aiguilles-Rouges-Massives sowie triasische Quarzite und Schiefer pyritisiert. Nach SCHMIDT (62) und GAGNE-

BIN (29) ist ein eiserner Hut vorhanden, und es finden sich Spuren einer alten Ausbeutung. Ein Röstofen zeigt vielleicht an, dass man eine Eisenverhüttung versuchte, vielleicht aber auch Goldgehalte erhoffte.

c) *Val Ferret*

Eine weitere Lagerstätte, in welcher Oxydationsprodukte von Pyrit abgebaut wurden, liegt in dem südlichen Sediment-Mantel des Mont-Blanc-Massives im Val Ferret bei Amôna. Dieses im 19. Jahrhundert für die Pyritgewinnung abgebaute Lager liegt im Jurakalk und wurde von C. SCHMIDT (62, Seiten 200 201) kurz beschrieben. Er erwähnt auch Abbaustellen, in welchen Limonit angetroffen wurde, und die älter sein sollen. Geschichtlich ist ausser dem Bergbaubetrieb des letzten Jahrhunderts nichts bekannt. Möglicherweise beziehen sich gewisse alte Überlieferungen, welche von Eisenerzen des Val de Bagnes reden (bereits in der penninischen Zone), auf das Vorkommen von Amôna, falls sie nicht Mont-Chemin-Erze angehen. Rossi (58) erwähnt z. B., dass im Jahre 1500 ausdrücklich von Eisengruben im Val de Bagnes in Urkunden die Rede sei, die auch später noch verschiedentlich betrieben worden seien. Es entspann sich sogar zwischen Kardinal SCHINER und den Zenden wegen diesen Gruben ein Streit, der bis vor den Papst gezogen wurde. Leider ist hier wie noch in vielen anderen geschichtlichen Arbeiten und in Urkunden oft nur die Rede von Bergwerken, ohne dass Angaben über die Art der gewonnenen Metalle gemacht würden, so dass wir — immer nur sich sicher auf Eisenerze beziehende Angaben benützend — nichts Genaues über die Erze vom Val de Bagnes aussagen können.

5. Penninikum

a) *Kanton Wallis*

Im Kanton Wallis gibt es im Bereiche der penninischen Decken eine ganze Reihe von alten Bergwerken, die zwar heute bekannt sind, aber nicht wegen ihres Eisengehaltes, sondern als Lagerstätten anderer Metalle. In früheren Zeiten ist indessen z. T. auch ihr eiserner Hut abgebaut worden, und wie dies ganz allgemein der Fall ist, mag dabei manches Vorkommen seltener Erze erst entdeckt worden sein.

Erze solcher Art liegen bei Gondo vor, wo bei einem Teil der Gruben nach M. GYSIN (39) ein 20 bis 50 Meter tiefer eiserner Hut vorhanden

ist, dessen reichste Partien oberflächlich „durch die Alten“ abgebaut worden seien. Die Hinweise auf alten Bergbau sind dort zahlreich: die ersten schriftlichen Überlieferungen über die Goldgewinnung stammen indessen nach GYSIN erst aus dem frühen 19. Jahrhundert. Rossi (58) konnte neuerdings noch weiter zurückreichende Dokumente finden, die besagen, dass 1728 um die erste Konzession für Schürfungen in Zwischenbergen (Gondo) nachgesucht wurde, da sich dort Golderze gezeigt hätten: 1735 begannen hierauf die Abbauarbeiten, die von Rossi eingehend beschrieben werden. Allerdings wird in jener Zeit nirgends von Eisenerzen gesprochen. Der Abbau des eisernen Hutes ist jedoch eindeutig erwiesen, da die reichsten Goldfunde gerade in diesem gemacht wurden, und anfänglich (nach SCHMIDT, 62) nur diese Erze gewonnen wurden.

Weitere Eisenerz-Vorkommen ähnlicher Art sind diejenigen der Bella Tola (Val d'Anniviers, nach J. SIGG, 65) wo die Lagerstätte auf der Alp Tignausa als alte „mine de fer“ bekannt ist. Hier sind Pyrit und Magnetit noch heute erkennbar, währenddem die alten Stollen verfallen sind. In der Nähe liegt die Mine Garboula, wo Ankerit, Pyrit und Chalkopyrit in z. T. limonitisierter Form auftreten. Von beiden Gruben scheint geschichtlich nichts bekannt zu sein.

Vollkommen unbekannt ist in der geologischen Literatur der Eisenbergbau im Nesseltal des Simplongebietes, dessen Hüttenwerk im Grund (Gantertal, südlich von Schallberg) lag. Rossi (58) hat die Geschichte dieses Bergbaugebietes wieder ans Licht gezogen und eingehend gewürdigt. Die Erze lagen am Erizhorn im Hintergrunde des Nesseltales, allem nach im Raume der auf der Siegfriedkarte noch als „Erizegg“ (ca. 2300 m ü. M.) genannten Bänder. (Die neue Landeskarte erwähnt diesen Namen nicht mehr.) Etwa 1596 wurden bei Grund ein Hochofen, eine Hammerschmiede und weitere Hilfsgebäude errichtet, die auf alten Stichen mehrfach abgebildet sind. Die Erze wurden vom Erizhorn dort hinabgetragen. Anfangs leitete ein Strassburger Fachmann, CARL HEISS, das ganze Werk, doch geriet er in grosse Schwierigkeiten, nicht zuletzt wegen der Missgunst und fehlenden Sachkenntnis der Einheimischen. Das Bergwerk gedieh daher nicht gut, und schliesslich wurde es 1624 von der Burgerschaft Brig übernommen, welche es 1631 an Einheimische verkaufte, allerdings unter Beibehaltung des Patronates. 1636 erwarb es KASPAR STOCKALPER, worauf es während des Dreissigjährigen Krieges offenbar rentierte. Nach dem Kriege und dem Tode STOCKALPERS (1691) ging es jedoch vermutlich bald ein, jedenfalls sind von später keine Nachrichten mehr übermittelt.

Rossi schildert die Verhüttung der Erze sehr eingehend. Allem

Anschein nach handelte es sich um ein kieseliges Erz, das nur durch basische Kalk-Zuschläge verhüttbar wurde. Als Ausbeute wird z. B. 1609 die Menge von 40 000 Pfund Erz genannt (Gesamtförderung seit Beginn?). Für die Jahre 1627—1630 werden zwei „Schmelzen“ genannt, d. h. es wurde offenbar zweimal im Laufe dieser Jahre eine Schmelzkampagne durchgeführt, wobei die eine 324, die andere 816,5 Zentner (= 41 Tonnen) Schmiedeisen lieferte. Rossi hat auch die sozialen Verhältnisse der Berg- und Hüttenleute eingehend beschrieben.

Da in der geologischen Literatur die Lagerstätte am Erizhorn nirgends erwähnt ist, muss man sich hier vorderhand mit Vermutungen darüber begnügen, um was für Erze es sich handelte. Die geologische Karte der Simplongruppe von C. SCHMIDT und H. PREISWERK mit ihren Erläuterungen lässt vermuten, dass es sich um ein ähnliches Vorkommen wie bei Rosswald südlich Berisal handelt. Dort folgen sich von N nach S (nach 63) die Zonen:

1. Bündnerschiefer der Bedrettomulde
2. Triasmarmor
3. Eisten-Gneis
4. Triasmarmor mit Linsen und Trümmern von *Magnetit*
5. Bündnerschiefer der Eistenmulde
6. Triasmarmor
7. Ganter-Gneis

Genau dieselbe Abfolge findet man — soweit dies die Karte beurteilen lässt — in den Erizegg-Bändern am Erizhorn. Die Abklärung der Herkunft und Natur der Erze, welche im Grund verhüttet wurden, dürfte am besten unter Annahme der Arbeitshypothese, es handle sich um Trias-Magnetit-Erze in der Zone 4, an die Hand genommen werden.

b) *Kirchalp oberhalb Hinterrhein*

Im Kanton Graubünden ist ebenfalls ein in der geologischen Literatur völlig unbekanntes, aber geschichtlich belegtes Eisenbergwerk in der penninischen Zone vorhanden. GUYAN (38) erwähnt nämlich eine urkundlich im Jahre 1287 bezeugte Eisenhütte am Wänglispitz auf der Kirchalp nördlich Hinterrhein. Der auf 2400 m ü. M. gelegenen Schmelze fiel im Mittelalter der gesamte Waldbestand des Valsenberges zum Opfer und schuf Raum für die heutigen Weiden. Die Erze selbst sind vorläufig nicht bekannt, ebenso fehlen Angaben über ihre genaue Herkunft.

Als Einzugsgebiet des genannten Ofens kommt am ehesten der Raum des Wänglispitzes, vielleicht auch des Kirchalpstockes und des Valserberges in Frage. Nach FRISCHKNECHT und KOPP (44) muss somit vor allem der kristalline Fanellalappen der Aduladecke, ferner die Valserschuppen in Betracht gezogen werden. Es finden sich indessen keine Angaben über speziell eisenreiche Gesteine oder Erzvorkommen im engeren genannten Raume. KOPP erwähnt aus dem Fanellalappen lagenförmige Hämatitanreicherungen in einem Plagioklas-Amphibolit der 4 Kilometer nordwestlich am Weissgrätli ansteht. Ebenso werden verschiedentlich pyritreiche Gesteine aus der Gegend erwähnt (KOPP: ein Chlorit-Muskowit-Schiefer in den Valserschuppen, ebenso Triasquarzit und Dolomit mit Epidotfels). Aus dem Fanellalappen beschreibt sodann FRISCHKNECHT Amphibolite, welche durch Epimetamorphose unter Magnetitbildung chloritisiert worden sind. Die Amphibolite sind oft eisenreich und fielen FRISCHKNECHT (priv. Mitteilung) im Nebel oft durch starke Abweichungen der Magnetnadel auf. Praktisch verwertbare Vorkommen sind indessen weder ihm noch W. NABHOLZ (49: Valserschuppen; sowie priv. Mitteilung) aufgefallen. Man bleibt daher auch hier völlig im unklaren darüber, was für Erze abgebaut wurden.

c) *Das Gebiet um Tinzen, Oberhalbstein*

Bei dem im obersten penninischen Deckengebiet liegenden Tinzen stand schon im Mittelalter eine Eisenhütte, die am 17. Mai 1338 erwähnt wird (54). Hier und später auch weiter unten im Oberhalbstein, beim Stein, wurde bis ins 19. Jahrhundert Eisen erzeugt. Die in der Nähe liegenden Manganerze der Plattadecke und der Aroser Schuppenzone (Parsettens, Uigls, Falotta, digl Plaz) mögen wohl zum Teil von den Alten versuchsweise auf Eisen abgebaut worden sein, ja das wurde sogar noch im 19. Jahrhundert unter grossem Kostenaufwand und entsprechenden Verlusten versucht! Als die eigentlichen Eisenerze können die Radiolarit-Erze jedoch nicht gelten. Vielmehr ist es verschiedentlich verbürgt, dass von der bekannten Lagerstätte am Schmorrasgrat nach Tinzen und Stein Eisenerze gebracht wurden, wobei oft auch von Erzen aus dem Val Nandro die Rede ist, bei denen es sich vermutlich um die Schorras-Erze handelte. Es ist aber auch die Rede von Erzen, welche von Ziteil stammten (z. B. nach ARBENZ und TARNUZZER, 7). In der Gegend dieser alten Wallfahrtskirche am Ostfuss des Piz Curver sind indessen in der geologischen Literatur nirgends Eisenerze erwähnt. Es wird nur mehrmals erwähnt, dass Pyrit-, Hämatit- und Magnetit-

haltige Gesteine vorkommen. Am Curver sind z. B. nach V. STREIFF (72) Ophiolithe der Plattadecke vorhanden, wobei Serpentine mit Magnetitoktaedern auffallen, ferner hämatithaltige Spilite; ähnliches gilt auch vom P. Martegnas ob Radons. Es werden jedoch nirgends eigentliche Erze erwähnt.

Als weitere Bezugsquelle des Tinzener Ofens wird auch einmal Sur erwähnt (7). Das dortige Vorkommen (ca. 1,5 km SE vom Dorf) gilt heute als Kupfererzlagerstätte, doch wird sie noch auf der Siegfriedkarte als „alte Eisenerzgrube“ bezeichnet. Nach OTT (53) handelt es sich um ein Vorkommen von Pyrit und Kupferkies im Serpentin der Plattadecke, die teilweise tiefgründig oxydiert sind. Ähnliches gilt von der kleinen Grube auf der Ochsenalp (Cuolm da Bovs, im Val d'Err, 4 km östlich Roffna), indem auch dort kupferhaltiger Pyrit (nach SCHMIDT, 62) in Serpentin auftritt. Ein drittes derartiges Lager lag offenbar am Tgiant Ladrung (beim Stein südlich Tiefenkastral), doch kommt dort der Pyrit mehr in quarzreichen Schiefen und Sandsteinen vor. Hier dürften auch die zwei Pyrit-Gruben gehören, die SELB (64) im Jahre 1810 eine halbe Stunde südlich von Tiefenkastral im Betrieb sah. Er schreibt, es handle sich um Erze in Serpentin und Talkschiefern, die bereits 1811 bei seinem zweiten Besuch in Graubünden verlassen gewesen seien. SELB erwähnt übrigens, dass die ganze Gegend ob Tiefenkastral pyritreich sei.

Vielleicht hatte die Hütte von Tinzen gerade deshalb so langen Bestand, weil ringsherum kleine Lager vorhanden waren, welche immer wieder zu neuen Bergbauversuchen lockten. Eine nähere Untersuchung aller genannten Erzvorkommen wäre sehr erwünscht.

6. Ostalpine Decken

a) Prättigau

Als tiefstes Element der ostalpinen Decken ist im Norden die Aroser Schuppenzone mit ihren kleinen Manganerz-Vorkommen vorhanden, die in der Regel mit Radiolariten im Zusammenhang stehen. Zu den bereits bekannten Lagerstätten dieser Art sei hier diejenige der Saaseralp (Südabfall des Madrisahornes) hinzugefügt, wo nach H. HÄFNER (40) eine Radiolaritfundstelle oberhalb des dortigen Obersässes liegt, bei der eine Erzbank aus Eisen- und Manganoxiden vorhanden ist. Die Radiolarit-Zone zieht von dort weiter nach Norden in den Hintergrund des Gafientales, wo nach BRÜGGER (12) um 1590 der Davoser Bergrichter

GADMER eine Grube „in den Bändern“ erwähnte. Dieser Name ist auf der Karte 1:50 000 heute noch üblich. Ob dort Eisenerze ausgebeutet wurden oder ein Manganerzvorkommen zu Versuchen Anlass gab, ist nicht bekannt. Übrigens stand um jene Zeit in Küblis eine Eisenhütte (nach PLATTNER, 54), die vermutlich hauptsächlich die Eisenerze der Casanna einschmolz.

Es sei hier auch noch auf die verschiedenen Ortsbezeichnungen im Prättigau hingewiesen, die evtl. einen Eisenerzabbau anzeigen könnten: am Madrisahorn heisst das südöstliche Kar „Erzthäli“: sechs Kilometer ESE davon liegt der Eisenthälispitz mit dem nach SW abfallenden „Eisenthäli“. Auch östlich des Vereinatales gibt es ein „Eisentälli“ und einen „Eisentällispitz“. Es ist sehr wohl möglich, dass das Wort „Eisen“ in allen diesen Fällen darauf zurückgeht, dass dort rostig anwitternde Amphibolite und andere Gesteine der Silvrettadecke häufig sind. Da dies jedoch auch an vielen andern Orten der Fall ist, ohne dass derartige Lokalnamen auftreten, darf man sich zum mindesten die Frage stellen, ob vielleicht nicht doch einst gewisse Bergbauversuche unternommen worden sind.

b) Gebiet zwischen Arosa, Filisur und Lenzerheide

In diesem Raume liegt eine grosse Zahl alter Bergwerke, die indessen alle als Blei-Zink- oder Kupfer-Lagerstätten bekannt sind. Die älteren Berichte nennen aber an mehreren Orten auch Eisenerze, die wohl zum grössten Teil solche des eisernen Hutes sind.

GADMER (zitiert in 12) nennt 1588 am Silberberg (Landwasser) „ein alte Ysengruob St. Mathias“. Sodann ist immer wieder die Rede von Eisenerzen aus Filisur (z. B. bei SCHEUCHZER, 60, und PLATTNER, 54). Vielleicht handelt es sich um mehr allgemeine Angaben für die oberhalb Schmitten und Alvaneu näher bezeichneten Fundstellen, vielleicht aber auch tatsächlich um bei Filisur gefundene Erze, auf jeden Fall nicht um die in den erwähnten Berichten gesondert erwähnten Berggüner-Erze. Eindeutiger sind folgende Vorkommen erwähnt (nach 12): um 1600 herum „bei Schmitten drei Stunden ob dem Dorf in einem Vorberg... als schmale Spuren in einem grauen und mit rotem Eisenbrand vermischten Kalkgebirge“; ferner „Eisenerz auf der Alp Ramoz der Alvaneuer Landschaft, 4 Stunden ob dem Tal in eisenschüssigem Kalkgebirge“. Hier darf mit Sicherheit angenommen werden, dass es sich um ein Erz handelt, das am Bleiberg gegen die Alp Ramoz gewonnen wurde. E. ESCHER (19) erwähnt denn auch von dort eine starke Limonitisierung

von Pyrit und Zinkblende. Eine weitere, von GADMER (zit. in 12) erwähnte Eisengrube lag auf der Südseite des Parpaner Rothornes, die um 1600 als „St. Margaretha“ bekannt war. Nach DE QUERVAIN (55) liegt in diesem Gebiete das grösste Ankerit- und Breunneritvorkommen der Schweiz (mit 15—48 ‰ Eisenkarbonat). Abbaustellen sollen oft bei solchen karbonatreichen Stellen liegen.

c) *Engadin*

Im Oberengadiner und Puschlaver Bergrodel von 1481 ist erwähnt, dass „H. GRAPP eine Grube, am Eisenbühel oder Montell-ferr empfing, einen alten verlegenen Bau, genannt zu Gottberath“ (nach 54). Vermutlich handelt es sich um eine der Gruben am Berninapass, die nach E. ESCHER (19) z. T. pyritreich sind, und daher wohl ursprünglich einen eisernen Hut zeigten.

Mehrere Autoren berichten sodann, dass im Scarltal früher Eisenerze gewonnen worden seien, so bereits WAGNER (76), dann SCHEUCHZER (60) und schliesslich WALKMEISTER (77), der sagt, dass dort neben „Bleimännern“ auch „Eisenmänner“ in früheren Zeiten gearbeitet hätten. Eine Verwechslung mit den Ofenpass-Erzen dürfte daher ausgeschlossen sein. Heute sind nur die Blei-Zinkerze von Scarl bekannt, die E. ESCHER (19) beschrieben hat. Nach ihm kommen neben anderen Vererzungstypen auch solche im anisischen Muschelkalk vor, der z. T. Nester von eisenhaltigem Karbonat führt, welche mit Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit vererzt sein können. Es scheint durchaus möglich, dass der Eisengehalt stellenweise früher abbauwürdig war. Einwandfreie Belege fehlen jedoch.

Schliesslich erwähnt PLATTNER (54), dass der Name Piz Fier (bei Scanfs) auf einen Eisenabbau hindeute, und es sei dort auch ein Eisenhammer mit der Jahreszahl 1405 gefunden worden.

Hier sei auch noch beigelegt, dass SCHEUCHZER (60) und WAGNER (76) erwähnen, dass im bündnerischen „Ballvisana“ oder „Ballvisertal“ Eisenerz vorkomme, und GRUNER (33) nennt von dort „weisses Eisenerz“. Vielleicht handelt es sich um das heutige Val Belviso, ein Seitental des Veltins südlich Tirano (Italien), in welchem die Ortsbezeichnung „il Forno“ auf eine einstige Bergbautätigkeit hinzuweisen scheint.

7. Seengebirge

H. FEHLMANN (23) erwähnt, dass im Maroggiatal im Kt. Tessin im 15. Jahrhundert eine Familie aus Como ein Erzbergwerk betrieb. Über dieses Vorkommen sind mir keine weiteren Angaben bekannt.

Tabelle 1. Inventar der schweizerischen Eisenerz-Lagerstätten sowie der Manganerz-Vorkommen

Nr. auf Karte	Name des Vorkommens	Wichtigste Literatur	Abbau	
			erstmalig erwähnt + erwiesen ? fraglich - nicht bekannt	bis
● A. Tertiäre Bohnerze (jeweils mehrere Nachbarvorkommen zusammengefasst)				
1	La Sarraz	[62]		
2	Goumoens-le-Jux	[59]		
3	Orbe	[62]		
4	Yverdon (Mt. Chamblon; Chevressy)	[62]		
5	Undervelier-Soulce-Rebeuveviller	[8]	+	
6	Tavannes	[46]	+	
7	Malleray	[46]	+	
8	Berlincourt	[8]	+	
9	Bourrignon	[8]	+	
10	Develier	[8]		1837
11	Lengnau-Grenchen	[8]		1707
12	Court	[8, 62]	+	
12a	Verrerie	[8, 62]	+	
13	Courrendlin	[8]	1624	1854
14	Rottenburg-Mettenberg	[8]	+	
15	Lützel-Röschenz-Laufen-Liesberg	[8]	1136	
16	Girlang-Erschwil	[1]	1585	
17	Corcelles-Chérimont-Eschert	[8]	1179, 1356	
18	Gänsbrunnen-Welschenrohr	[8]	1805	1869
19	Gallmoos-Oberdorf	[8]	+	vor 1636

20	Ädermamsdorf-Herbertswil	[8]	{	{	1539	1837
21	Matzendorf-Laupersdorf	[8]	{	{	1480	1876
22	Münliswil-Ramswil (Guldental)	[8]	{	{	1824	1848
23	Balsthal-Oensingen	[8]		+		1862
24	Egerkingen-Hagendorf	[8]		1824		1859
25	Seewen	[1]		+		
26	Dietgen	[1]		+		
26a	Buus	[1]				
27	Trimbach-Haenstein	[8]		ca. 1400		1852
27a	Niedergösgen	[1]		1832		1833
28	Hungerberg-Küttigen	[1, 8]		1829		1820
29	Zeihen, Bözen-Ellingen	[1]		(1494) 1550		1730
30	Bözberg-Villnachern	[1]		(1324) 1700		
31	Scherzberg	[8]		18. Jh.		1815
32	Brunegg	[60]		+		
33	Käppelerhöfe (Baden)	[33, 60]				
34	Endingen-Siggental	[60]		{	{	
35	Tegerfelden	[1, 60]		{	{	
36	Boppelsen	[8, 60]		{	{	
37	Klettgau Berg	[8]		1760		1850
38	Flurlingen	[62]		1678		
39	Lohn-Stetten (Reyath)	[8]		+		1850
40	Gebenstorf-Brugg	[8, 62]		1810		
41	Séprais-Montavon	[8]		+		1872
42	Delsberg-Courroux-Vieques	[8]		+		1945
43	Dents du Midi	[14]		(1705) 1840		
44	Diablerets	[62]		—		
45	Tsanfleuron	[3]		—		
46	Gemmipass (Lämmernalp, Varnernalp)	[3]		—		

Nr. auf Karte	Name des Vorkommens	Wichtigste Literatur	Abbau erstmalig erwähnt + erwiesen ? fraglich — nicht bekannt	bis
47	Fistöcke	[45]	—	
48	Mürren	[36, 60]	?	
49	Schiltwald (Lauterbrunnental)	[36, 60]	?	
50	Grindelwald (Eiger-N-Fuss)	[3]	—	Anf. 17. Jh.
51	Welligrat-Rosenlaui	[48]	—	
52	Unterbalmi (Burgalp)	[48]	—	
53	Aareschlucht-Willigen	[48]	—	
54	Gental (Scharnadbänder, Arnialp)	[3]	—	
55	Gadmerfluh	[3]	—	
56	Titlisgipfel	[3]	—	
57	Engelberg (Blakenalp-Fürrenalp-Stierenbach)	[3]	—	
58	Hoh Faulen (Uri)	[69]	?	
59	Zutreibistock	[62]	—	
60	Lowerz (Nummulitenarz!)	[18, 78]	1724	
∇ B. <i>Eisenschüssige Kalke</i>				
71	Lac de Joux, Vallorbe	[46]	(1285) 1480	
72	Ballaigues	[46]	+	
73	Auberson	[46]	+	
74	Buttes-Côte aux Fées	[46]	1490	1803
75	Couvret	[46]	+	
76	Wölflinswil	[1, 25]		
77	Mandach	[25]		
78	Spillgarten, siderolithartige Trias	[33, 57]	—	

■ C. Oberer Dogger					
80	Movelier				
81	Scheltenpass (Erzberg)	[25, 62]	+	1372	1428
82	Erlinsbach	[25]		1454	
83	Herznach-Wölflinswil	[1, 25]		1207	bis heute
84	Bargen	[1, 25]		?	
85	Merishausen	[25]		Mittelalter	
86	Les Tseppes (Trient)	[37]		1377	1514
87	Six Trembloz und Frête de Saïles	[33, 58, 60]			
88	Chamoson	[7a]			
89	Stechelberg	[16, 25]		1814	1867
90	Stufenstein	[45]		1638	
91	Rote Fluh (Urbachtal)		+		
92	Erzhubel (Pfaffenkopf Inmertkirchen)	[16, 48]	+		
93	Färnigen (Sustenpass)	[48]			
94	Planplatte-Erzegg-Baumgartenalp			1416	1813
95	Windgälle (Chäserenalp)	[16, 25]		(?1480) 1576	
96	Val Surda (Reichenau)	[16]		1868	1869
97	Bonaduz	[62]		?	
98	Guppen (Blegialp)	[62]		1530	1563
99	Klöntal (Bärentritt)	[52]		1571	1608
100	Meerenalp (Mürtschenstock)	[52, 77]			
101	Salistock (westl. Engelberg)	[67, 71]		—	
		[5]		—	
□ D. Unterer Dogger (Bajocien)					
102	Montvoie-V. Mouillard	[62]	+		
103	Les Rangiers	[62]	+		
104	Undervelier	[23, 62]	+		
105	Liestal	[1]	+		
106	Roggenegg (Iberg), vermutl. Lias	[16, 43]	—		

Nr. auf Karte	Name des Vorkommens	Wichtigste Literatur	Abbau erstmalig erwähnt + erwiesen ? fraglich - nicht bekannt	bis
	▲ <i>E. Alpine Hämatit- und Magnetit-Lagerstätten</i> (metamorph oder magmatisch)			
110	Mont Chemin (magm.)	[42]	1756	1943
111	Tignausa (Bella Tola)	[65]	+	
112	Rosswald (? magm.)	[42, 63]	1870	
113	Helsenhorn/Fleischstafel (magm.)	[42, 58]	1716	
114	Feldbach (? magm.)	[42]	1731	1757
115	Pazzola-Cavradi-V. Gierm (sed. metam.)	[50]	—	
116	Val Pintga de Russein	[20]	—	
117	Val Giliems	[20]	—	
118	Punteglas (magm.)	[27]	1609	1841
119	Platenga (sed. metam)	[27]	1841	
120	Tambohorn-N-Wand (magm.), Areuepass (? sed.)	[30]	—	
121	Pizzo dei Piani	[30]	—	
122	Surettahorn (magm.)	[62]	+	
123	Mutalla sura (magm.)	[34, 41]	+	
124	San Martin (magm.)	[34, 41]	} 1570 + +	1845
125	Fianell	[41]		1920
126	Samada sura, Samada sut (magm.)	[34, 41]		
127	Schnorrgrat	[41]	1835	
128	Val Tisch (magm.)	[22]	1568	1850
129	Gonzen (sed. magm.)	[17]	1386	bis heute
130	Mels (magm.)	[79]	—	
131	Schienenberg-Isentobel (Iberg)	[78]	1597	(?1610)

132	Alp Tévreo, Isonetal (magn., in Serpentin)	[68]	1957	
133	Präfleuri, Val d' Héremence (Magnetit in Moräne).			
\triangle F. Alpine Sideriterze und andere Eisenerze				
135	Chippis-Val d' Anniviers	[24]		1940
136	Flond-Egga (Obersaxen)	[54, 73, 74]	1836	1841
137	Tamboalp	[62]		
138	Seehorn (magn.)	[34, 62]	+	
139	Starlera-Bergwiesen	[34, 41]	+	
140	Sutt-Foina (magn.)	[34, 41]	1747	
141	Madrisatal (Eckerta, Forc. di Rossa)	[62]	+	
142	Parpaner Rothorn (Grube Margareta) (magn.)	[54, 55]	1588	
143	Alp Ramoz-Bleiberg (magn.)	[19, 54]	1588	
144	Val Plazbi (magn.)	[22]	16. Jh.	
145	Casanna	[13]	+	
146	Saasalp-Gäfental (in Bändern)	[12, 40]	1590	
147	Il Fuorn-Ova Spin (oft „Zernez“ genannt)	[11, 12, 54, 60, 77]	1588	1685
148	Alp Buffalora-Ofenpasshöhe	[11, 12, 54, 77]	1332	1617
149	Garboula (Bella Tola)	[65]	+	
\triangle G. Oxydationserze von Sulfidlagerstätten				
151	Evionnaz (Torrent de Barthélemy)	[62, 29]	+, auf Fe?	(1918)
152	L'Amône	[62]	+	19. Jh.
153	Gondo (? Abbau auf Fe)	[39, 58]	(1728)	
154	Sur	[7, 53]	1835	
155	Ochsenalp	[62]	+	
156	Chanel's (Latsch)	[21]	+	
157	Silberberg (Monstein), Grube St. Mathias	[12, 21]	ca. 1600	
158	Torri (Fesoccia, Malcantone)	[35]	1823	1827

Nr. auf Karte	Name des Vorkommens	Wichtigste Literatur	Abbau erstmalig erwähnt + erwiesen ? fraglich - nicht bekannt	bis
159	Bogno (Val Colla) (? primär oxydische Erze)	[62]	?	
160	Val Morobbia (Valletta, A. di Piscerotto)	[70]	1463	1792
161	Tgiant Ladrung	[53; 64]	1810	
	* H. <i>Manganerze</i> (Rad. = Radiolarit-Erze)			
165	Gonzen	[17]	+	bis heute
166	Saaseralp-Gafiental „in Bändern“ (Rad.)	[12, 40]	1590	
167	Casanna	[7, 13]	+, auf Mn?	
168	Bargen (Fondeital) (Rad.)	[7, 31]	—	
169	Litzirüti (Arosa) (Rad.)	[7, 31]	—	
170	Alp Prättsch (Arosa) (Rad.)	[7, 31]	—	
171	Uigls; Alp Tiefenkaßtel (Rad.)	[7, 31, 53]	+	
172	Parsettens (Rad.)	[7, 31]	1880	1945
173	Alp digl Plaz (Rad.)	[7, 31]	(1338) 1892	1917
174	Fallotta (Rad.)	[7, 31]	+	1945
175	Valletta del Julier (Rad.)	[7, 31]	—	ca. 1942
176	Piz Nair (St. Moritz) (Rad.)	[7, 31]	—	
177	P. da Trais Fluors (Samedan) (Rad.)	[7, 31]	—	
178	Juliergebiet (Rad.)	[7]	—	
179	Septimergebiet (Val Bercia) (Rad.)	[7, 31]	—	
180	Fextal (P. Corvatsch) (Rad.)	[7, 31]	—	
181	P. Lischanna (Rad.)	[7, 31]	—	
182	Starlera-Bergwiesen-P. Mazza	[41]	+	1920
183	Splügen (Danatzalp)	[75]	+	1918
184	Fianell	[41]	+	

+ J. Unbekannte Eisenerze (urkundlich erwähnter Bergbau oder Bergbauversuche)				
186	Val de Bagnes (u. a. Vollèges)	[58]	1500	1691
187	Erizhorn (Grund, Brig)	[58]	1596	
188	Kirchalp-Wänglisplitz (Hinterrhein)	[38]	1287	
189	Ziteil	[7]	1835	
190	Julierpass-Campfer	[54]	10. Jh.	
191	Eisenbüchel (? Berninapass)	[54]	1481	
192	Piz Fier (Seaufs) (nur vermutet)	[54]	(1405)	
193	Scarital	[60, 76, 77]	1680	1833
194	Filisur-Umgebung	[54, 60]	1617	
195	Flumser-Alpen	[54]	1410	
196	Isenthal (Uri)	[78]	(? 1480) 1596	
197	Sachslersberg	[78]	1691	1694
198	Kriens (Sonnenberg)	[78]	1486	1617
199	Hergiswald (Kriens)	[78]	1665	1667
200	Rümligbach (Malters)	[78]	1594	1597
201	Farnern b. Schüpfheim	[78]	+	1647
202	Staufen b. Schüpfheim	[78]	+	18. Jh.
203	Schimberg	[78]	1589	
204	Kragenberg b. Flühli	[78]	+	18. Jh.
205	Bleikenalp b. Flühli	[33, 60, 78]	1680	
206	Maroggital	[23]	15. Jh.	
207	Schmitten (Filisur)	[54]	um 1600	
210	Ballvisertal (ev. Val Belviso, südlich Tirano [Veltlin], Italien)	[33, 60, 76]	1680	

II. INVENTAR UND KARTE

DER SCHWEIZERISCHEN EISEN- UND MANGANERZVORKOMMEN

Die im ersten Kapitel zusammengestellten Angaben über alte, geologisch unbekannte Eisenbergwerke erweitern das Gesamtbild unserer Eisenlagerstätten stark, so dass es angezeigt erscheint, hier ein zusammenfassendes Inventar aller bekannten Eisen- und Manganerzvorkommen anzufügen. In Tabelle 1 sind diese Lagerstätten gruppenweise zusammengestellt und auf der beigefügten Karte eingezeichnet. Die Nummern auf der Karte stimmen mit denjenigen der Tabelle überein. Neben der Genese, die schon durch die Gruppeneinteilung zum Ausdruck kommt, ist jeweils noch die neueste resp. wichtigste Literatur vermerkt sowie Angaben über den Bergbau, soweit solche bekannt sind. Dabei ist die erste schriftliche Erwähnung mit ihrer Jahreszahl aufgeführt, ebenso das letzte schriftlich festgehaltene Abbaudatum. Zu den einzelnen Gruppen sei noch folgendes beigefügt:

Die *Bohnerz*vorkommen sind häufig gruppenweise zusammengefasst, da die zahlreichen, oft dicht nebeneinanderliegenden Kleinst-Lagerstätten im Rahmen einer Gesamtübersicht nicht alle einzeln behandelt werden können. Für detaillierte Angaben sei hier auf die Zusammenstellung von BAUMBERGER (8) sowie diejenige von AMSLER (1) verwiesen.

Als *eisenschüssige Kalke* könnten ausser den in Gruppe B erwähnten Vorkommen noch zahlreiche weitere angeführt werden. Es sind indessen nur die in der Literatur ausdrücklich als für die Eisengewinnung eventuell in Frage kommenden Vorkommen erwähnt.

In der Gruppe E sind genetisch sehr verschiedene *oxydische Eisenerze* zusammengefasst, die alle in den Alpen liegen und zum Teil metamorph sind. Sofern die magmatische Entstehung erwiesen ist, ist hierauf hinter dem Lagerstätten-Namen darauf hingewiesen, ebenso wenn es sich um ein metamorphes Sediment handelt. Dasselbe gilt für die in Gruppe F zusammengestellten *Karbonatlagerstätten*, die ebenfalls magmatischer oder sedimentärer Herkunft sein können. Ferner sind in diese Gruppe weitere Eisenerze unbekannter Natur eingeteilt, die vielleicht eher in die Gruppe der oxydischen Erze gehören, jedoch zuerst noch genauer untersucht werden müssen, so z. B. diejenigen des Ofenpasses.

In der Gruppe G sind die Vorkommen von Sulfidlagerstätten mit *Eisernem Hut* enthalten. Bei den *Manganerzen* (Gruppe H) handelt es sich weitgehend um solche, welche mit Radiolariten vergesellschaftet sind. Schliesslich wurden in der Gruppe I alle geologisch unbekannten Vorkommen zusammengefasst, über die bereits im ersten Teil dieser Arbeit berichtet worden ist.

Zum Schlusse möchte ich all denen danken, welche mir mündlich oder schriftlich Fragen beantworteten, die sich im Zusammenhang mit den unbekannten Eisenerzgruben stellten. Ganz besonders möchte ich Herrn Prof. Dr. F. DE QUERVAIN für seine wertvollen Hinweise danken.

LITERATURVERZEICHNIS

1. AMSLER, A. (1935): Die alten Eisenindustrien des Fricktales, bei Erlinsbach und in den benachbarten Gebieten des östlichen Juras im Lichte der Flurnamen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Kleinere Mitt. 6.
2. ANDEREGG, H. (1940): Geologie des Isentales (Kt. Uri). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 77.
3. ARBENZ, P. (1910): Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 24/I.
4. — (1911): Geol. Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50 000.
5. — (1912): Über ein Konglomerat aus dem Callovien der Urirotstockgruppe. Eclogae geol. Helv., 12, 671—672.
6. — (1918): Geol. Karte der Urirotstockgruppe, 1:50 000. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 24.
7. ARBENZ, P. und TARNUZZER, CH. (1923): Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 1, Kapitel II/4.
- 7a. ARGAND, E. et LUGEON, M. (1937): Geolog. Atlas der Schweiz, 1:25 000, Blatt Saxon-Morcles, mit Notice explicative.
8. BAUMBERGER, E. (1923): Bohnerz. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 1, Kapitel I/1.
9. — (1925): Die subalpine Molasse von Luzern. Eclogae geol. Helv., 19, 165—177.
10. BENTZ, F. (1948): Geologie des Sarnerseegebietes. Eclogae geol. Helv., 41, 1—77.
11. BÖSCH, H. (1935/36): Der Bergbau am Ofenpass. Jber. natf. Ges. Graubünden. N. F. 74, 109—122.
12. BRÜGGER, CHR. (1866): Der Bergbau in den X Gerichten. Jber. Natf. Ges. Graubündens, 11.
13. CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 40.
14. CHAIX, A. (1923): Gisements sidérolithiques des Dents du Midi. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 13, Band 1, Kapitel I/3.
15. COLLET, L. W. et al. (1952): Geol. Atlas der Schweiz, 1:25 000, Blatt Finhaut, notice explicative.
16. DÉVERIN, L. (1945): Minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 13, Band 2.
17. EPPRECHT, W. (1946): Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 24.

18. — (1946): Das Nummulitenerz von Lowerz, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 28, S. 84—89.
19. ESCHER, ED. (1935): Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 18.
20. EUGSTER, HANS P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 31, 31—131.
21. EUGSTER, HERM. (1923): Geologie der Ducangruppe. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 49/III.
22. — (1923): Die Eisenerzlagerstätten im Val Tisch und Val Plazbi. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 1, Kapitel II/2.
23. FEHLMANN, H. (1932): Die schweizerische Eisenerzeugung. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 3.
24. — (1947): Der Schweiz. Bergbau während des zweiten Weltkrieges. Bern.
25. FEHLMANN, H. und DE QUERVAIN, F. (1952): Eisenerze und Eisenerzeugung der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 8.
26. FICHTER, H. J. (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 69.
27. FRIEDLAENDER, C. (1930) Erzvorkommen des Bündner Oberlandes. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 16.
28. FRÖHLICHER, H. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Escholz-matt im Entlebuch. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 67.
29. GAGNEBIN, E. et al. (1934): Geol. Atlas der Schweiz, 1:25 000, Blatt St. Maurice, mit Erläuterungen.
30. GANSSER, A. (1937): Nordrand der Tambodecke. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 17, 291ff.
31. GEIGER, TH. (1948): Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 27.
32. GESNER, Conrad (1565): De rerum fossilium et gemmarum. Zürich.
33. GRUNER, G. S. (1775): Versuch eines Verzeichnisses der Mineralien des Schweizerlandes.
34. GRAETER, P. (1951): Geologie und Petrographie des Malcantone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 31, 363—483.
35. GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 35.
36. GÜNZLER, H. et al. (1938): Geol. Atlas der Schweiz, 1:25 000. Blatt Grindelwald, mit Erläuterungen.
37. GUYAN, W. U. (1946): Bild und Wesen einer mittelalterlichen Eisenindustrielandschaft im Kt. Schaffhausen. (Basel.)
38. — (1956): Archäologische Untersuchungen zur Eisengewinnung in der Schweiz. Stahl und Eisen, 76, 618—619.
39. GYSIN, M. (1930): Les mines d'or de Gondo. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 15.
40. HÄFNER, W. (1924): Geologie des südöstlichen Rhätikons. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 54/I.
41. HEIM, ARNOLD (1923): Die Eisen- und Manganerz-Lagerstätten im Val Ferrera. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 1, Kapitel II/3.
42. HUGI, E., HUTTENLOCHER, H. et al. (1948): Die Magnetitlagerstätten. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 4.

43. JEANNET, A. (1938/40): Geologie der oberen Sihltaler Alpen. Ber. Schwyzer natf. Ges., Heft 3.
44. JENNY, H., FRISCHKNECHT, G., KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 51.
45. KREBS, J. (1925): Geologie der Blümlisalpgruppe. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 54.
46. KÜNDIG, E. und DE QUERVAIN, F. (1941): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Bern.
47. MOLLET, H. (1921): Geol. der Schafmatt-Schimberg-Kette. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 47/III.
48. MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 74.
49. NABHOLZ, W. (1945): Geologie der Bündnerschieferberge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. *Eclogae geol. Helv.* 32, 1—120.
50. NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassives. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 24, 58—301.
51. NIGGLI, P. et al. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 14.
52. OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 28.
53. OTT, E. (1925): Geologie der westlichen Bergünnerstöcke. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 49.
54. PLATTNER, P. (1878): Geschichte des Bergbaues der östlichen Schweiz.
55. DE QUERVAIN, F. (1931): Die Erzlagerstätten am Parpaner Rothorn. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 16/II.
56. QUINQUEREZ, A. (1866): De l'âge du fer. Actes de la soc. jur. d'Emulation, Porrentruy.
57. RABOWSKI, F. (1920): Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 35.
58. ROSSI, HCH. (1946): Zur Geschichte der Walliser Bergwerke. Blätter aus der Walliser Geschichte, 10, 291—379.
59. SCHARDT, H. (1923): Terrain sidérolithique de Goumoens-le-Jux. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band 1, Kapitel I/2.
60. SCHEUCHZER, J. J. (1707): Beschreibung der Naturgeschichte des Schweizerlandes.
61. SCHIDER, R. (1913): Geologie der Schrattenfluh. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 43.
62. SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minerales de la Suisse, Basel.
63. SCHMIDT, C. und PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplongruppe. Mit Erläuterungen.
64. SELB (1810/11): Reise nach Graubünden und in die dortigen Bergwerke von Reichenau.
65. SIGG, J. (1944): Contribution à l'étude pétrogr. et minière de la partie inf. du Val d'Anniviers. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 21.
66. SIMLER, JOS. (1574): Vallesiae Descriptio, libri duo. Zürich.
67. SIMON, H. (1857): Denkschrift über die Mürtschenalp (betr. Kupfer-Silber-Erze).

68. SPICHER, A. (1940): Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isonne. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 20, 17—100.
69. STAUB, W. (1911): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 32.
70. STAUFFACHER, J. (1917). Das Magnetkiesfahlband auf der Alp Piscerotto und die Brauneisenvorkommen auf der A. di Valletta im V. Morobbia. Eclogae geol. Helv., 14, 515—518.
71. STÖHR, E. (1865): Die Kupfererze der Mürtschenalp. Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. f. d. gesamten Naturw., 21.
72. STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Otschams.
73. STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz.
74. — (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz.
75. TARNUZZER, CH. (1923): Das Manganerzvorkommen auf der Danatzalp (Splügen). Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13, Band. 1, Kapitel II/5.
76. WAGNER, J. J. (1680): Historiea nat. helv. curiosa. Zürich
77. WALKMEISTER, CH. (1888): Aus der Geschichte des Bergbaues der Kantone Glarus und Graubünden.
78. WALTER, H. (1924/25): Bergbau und Bergbauversuche in den 5 alten Orten. Teile II und III. Der Geschichtsfreund, Stans, 79, 117—180; 80, 69—180.
79. WEBER, E. (1940): Eisenerzvorkommen im Verrucano westlich St. Martin bei Mels. Eclogae geol. Helv., 33, 185—188.

DIE SCHWEIZERISCHEN EISEN-UND MANGANERZVORKOMMEN UND IHRE VERHÜTTUNGSORTE

zusammengestellt von W. Epprecht, 1957

LEGENDE

- ohne mit
Abbau
- Tertiäre Bohnerze
- ▽

 Eisenschüssige Kalke
- Oolithe des ob. Doggers
- Oolithe des unt. Doggers
- ▲

 Hämatit, Magnetit
- △

 Siderit-u.a. Fe-Erze
- ⬠

 Eiserner Hut von Sulfidlagern
- +

 Eisenerzgrube deren genaue Lokalität oder Erztypus heute unbekannt ist (urkundlich belegt.)
- ✱

 Manganerze
- Hüttenbetrieb (Mittelalter bis 1850) mit Ortsname

- Tafeljura
- Faltenjura
- Molassebecken (Oligocän-Miocän)
- Nördl. Kalkalpen (Perm-Alttertiär)
- Zentralmassive (Vorkarbon, Kristall, Schiefer, Granite u.s.w.) und Zwischenmulden.
- Penninisches und ostalpines Deckengebirge
- Südalpen (Seengebirge)



La détermination du pouvoir réflecteur des minéraux opaques et la méthode Machairas-Raguin

Par *Marco Lorétan* (Cayenne)

La détermination des minéraux opaques en lumière réfléchie est basée sur l'examen d'un certain nombre de propriétés que l'on observe à l'aide du microscope métallographique polarisant. Ces propriétés sont notamment :

- la sélectivité spectrale de la réflexion (couleur),
- la présence de macles et de clivages,
- la résistance à l'abrasion (qualité du polissage et „dureté“),
- l'anisotropie de la réflexion entre nicols parallèles (pléochroïsme),
- l'anisotropie de la réflexion entre nicols croisés (biréflectance),
- le pouvoir réflecteur.

Le pouvoir réflecteur, qui exprime en % la fraction d'intensité lumineuse réfléchie, est le caractère le plus remarquable; la classification des quelque cent minéraux opaques usuels dans l'ordre des pouvoirs réflecteurs croissants donne une gamme assez homogène. — Dès lors, d'éminents spécialistes ont choisi cette propriété comme caractère fondamental pour la détermination des minéraux opaques. — L'appréciation de la valeur relative du pouvoir réflecteur de deux minéraux opaques en contact dans une section polie est très aisée, et l'œil saisit de très faibles différences; en revanche, il est extrêmement difficile d'apprécier la valeur absolue du pouvoir réflecteur d'un minéral isolé. Il fallait donc avoir un moyen objectif de mesure du pouvoir réflecteur. — Pour effectuer cette mesure, un certain nombre de savants, dont SCHNEIDERHÖHN, ont fait appel à un dispositif optique, tandis que d'autres, comme ORCEL, proposaient l'utilisation d'un dispositif photo-électrique. Les deux dispositifs s'adaptent au microscope métallographique polarisant.

Le dispositif optique utilisé par SCHNEIDERHÖHN (1928) est schématisé ci-dessous (fig. 1).

Un prisme P_1 dont l'angle réfringent vaut 45° , est interposé sur le trajet du faisceau lumineux qui sert à éclairer la préparation. Ce prisme

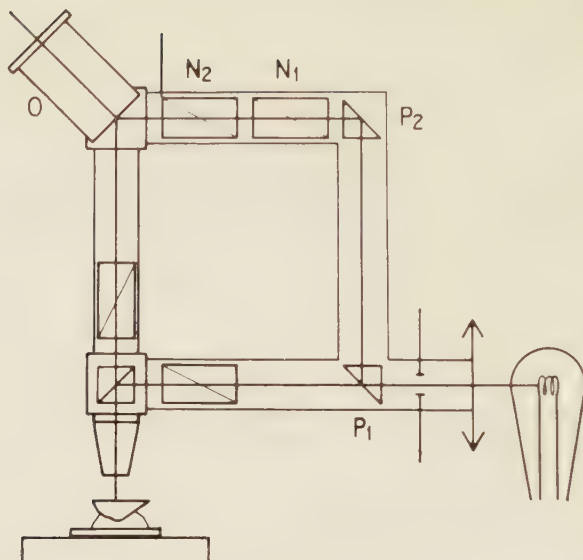


Fig. 1. Dispositif optique pour la mesure du pouvoir réflecteur, d'après SCHNEIDERHÖHN-BEREK.

P_1 dévie une partie aliquote du faisceau éclairant en direction d'un second prisme à 45° , P_2 , qui le renvoie à travers un système constitué par deux nicols, N_1 et N_2 ; finalement le faisceau secondaire va éclairer l'un des deux demi-champs de l'oculaire spécial à champ partagé, 0. — Le faisceau primaire émerge du prisme P_1 affaibli, traverse les éléments classiques du microscope métallographique polarisant et va former l'image de la préparation dans le second demi-champ de l'oculaire. — Le nicol N_2 , pivotant autour de son axe, peut tourner par rapport au nicol N_1 ; une échelle permet de mesurer l'angle de rotation d'un nicol par rapport à l'autre.

Le principe de la mesure est le suivant: l'échantillon étant placé sur la platine du microscope et son image étant parfaitement au point dans le demi-champ de l'oculaire, on tourne le nicol N_2 jusqu'à uniformité d'éclairement dans les deux demi-champs de l'oculaire. La valeur de l'intensité observée alors, par rapport à l'intensité transmise par le nicol N_1 , est proportionnelle à $\sin^2 \alpha$, α étant l'angle dont le nicol N_2 a pivoté pour s'écarter de la position des „nicols croisés“ (fig. 2). — Une première mesure faite avec un étalon (dont le pouvoir réflecteur connu doit être bien constant), permet de calculer la valeur du pouvoir réflecteur de l'échantillon analysé, à condition de ne rien changer au dispositif optique entre les deux mesures. En effet, si R et α désignent

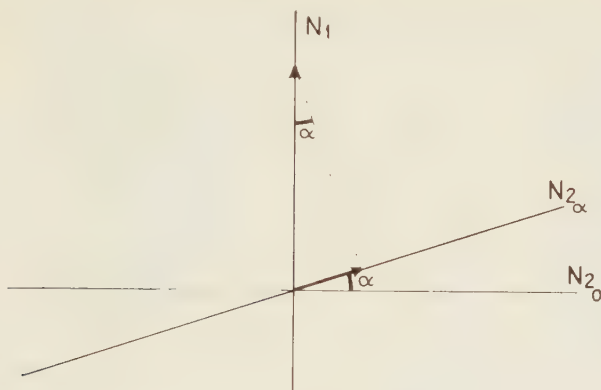


Fig. 2. Schéma de la transmission de l'intensité lumineuse par le système de nicols N_1N_2 .

le pouvoir réflecteur et l'angle de rotation du nicol N_2 relatifs à l'échantillon analysé. R_E et α_E le pouvoir réflecteur et l'angle de rotation relatifs à l'étalon, on a :

$$\frac{R}{R_E} = \frac{\sin^2 \alpha}{\sin^2 \alpha_E} \quad R = \frac{\sin^2 \alpha}{\sin^2 \alpha_E} R_E$$

La méthode paraît très rigoureuse; la mesure reste toutefois subordonnée à la sensibilité subjective de l'opérateur, qui apprécie de son mieux l'égalité des intensités lumineuses des deux demi-champs de l'oculaire spécial. — La constatation de cette égalité est très facile dans le cas de minéraux de grande taille et susceptibles d'un bon poli: on obtient une image très homogène qui couvre une partie notable, si ce n'est la totalité, du champ de l'oculaire. Il est alors aisé de régler la position du nicol N_2 de sorte que la limite entre les deux demi-champs disparaisse totalement. — Il n'en est plus du tout de même lorsqu'on se trouve en présence de minéraux de petites dimensions ou d'un poli difficile. Dans le premier cas, on amène l'image de l'un des individus minéraux sur la ligne de séparation des deux demi-champs de l'oculaire spécial (fig. 3); on essaie d'établir l'égalité des intensités lumineuses, mais l'appréciation de cette égalité sera fortement influencée par l'intensité lumineuse du milieu qui entoure le minéral.

Dans le second cas, les arrachements, les irrégularités de surface, les raies de polissage qui subsistent donnent au minéral un aspect „ombré” qui fausse l'appréciation. L'œil enregistre une moyenne statistique; il compare la moyenne entre les intensités réfléchies par les portions de surface horizontales et par les portions de surface obliques, à l'intensité

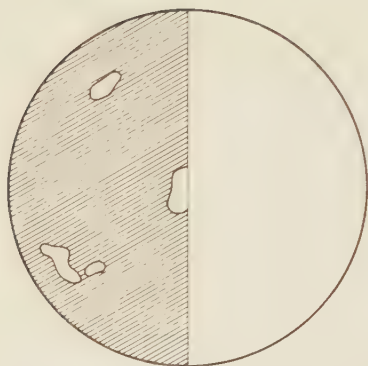


Fig. 3. Vue du champ de l'oculaire lorsqu'on mesure le pouvoir réflecteur de minéraux de petites dimensions.

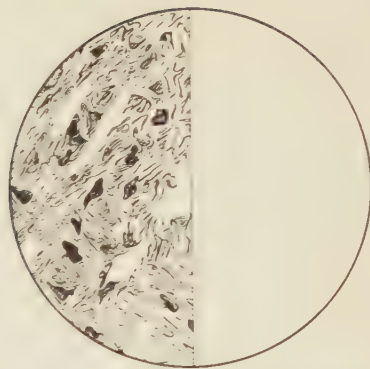


Fig. 4. Vue du champ de l'oculaire lorsqu'on mesure le pouvoir réflecteur de minéraux à surface irrégulière.

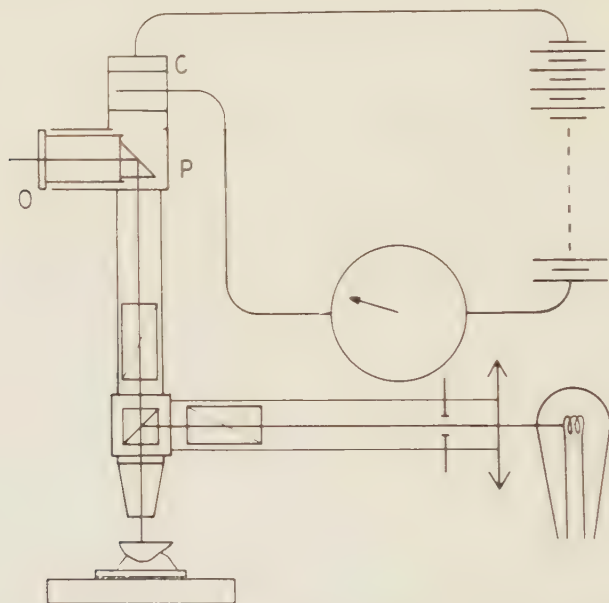


Fig. 5. Dispositif photo-électrique pour la mesure du pouvoir réflecteur d'après ORCEL.

lumineuse transmise par le système de nicols. Pour effectuer la mesure dans les conditions les moins défavorables, on cherchera dans la plage examinée une portion de surface de dimensions suffisantes, horizontale et bien polie, et l'on opérera avec cette portion comme dans le cas précédent (fig. 4).

Le dispositif photo-électrique utilisé par ORCEL (1925) est schématisé ci-contre (fig. 5).

Le microscope métallographique polarisant est muni d'un oculaire spécial comprenant un prisme à réflexion totale P, une lentille oculaire O et une cellule photo-émissive C. — Lorsque le prisme P est interposé sur le trajet du faisceau lumineux, on observe l'image du minéral dans le champ de l'oculaire O, et on règle la mise au point. — Pour exécuter la mesure, on escamote le prisme P, et le faisceau lumineux atteint la cellule. Le flux lumineux est transformé en courant électrique, le courant engendré par la cellule étant directement proportionnel au flux lumineux reçu. — Si R est le pouvoir réflecteur du minéral analysé, I l'intensité du courant fourni par la cellule, R_E le pouvoir réflecteur d'un étalon et I_E l'intensité du courant correspondant, on a :

$$\frac{R}{I} = \frac{R_E}{I_E} \quad R = \frac{I}{I_E} R_E$$

La méthode présente sur la méthode purement optique l'avantage de supprimer le facteur personnel : elle est extrêmement rigoureuse pour les sections minérales de grandes dimensions et qui présentent un poli parfait. Les inconvénients de la méthode sont toutefois considérables : dès que le minéral a des dimensions inférieures à celle du champ optique ou s'il présente un poli défectueux, toute mesure devient impossible. La cellule, en effet, enregistre une moyenne et il n'y a pas de possibilité d'isoler, même imparfaitement, une portion convenable du champ pour y effectuer la mesure.

Empruntée à la technique d'examen micrographique des charbons (STACH, 1932, 1949), la méthode qui paraît la plus avantageuse de beaucoup implique une comparaison directe ; elle utilise comme instrument de mesure un microscope spécial désigné par le terme de *microscope de comparaison*. Cet instrument schématisé ci-dessous (fig. 6), est constitué par un pied supportant deux platines P_1 , P_2 , et deux tubes T_1 , T_2 , que l'on munit d'objectifs identiques ; un système d'éclairage unique distribue deux faisceaux lumineux identiques et un oculaire unique unit dans un même champ bi-partite les images transmises par les deux tubes.

L'échantillon analysé est placé sur l'une des platines ; l'autre platine reçoit un témoin d'une collection comprenant le plus grand nombre possible de minéraux dont le pouvoir réflecteur a été déterminé rigoureusement par l'une des méthodes précédentes. Les images des deux minéraux s'observent côte à côte dans les deux demi-champs de l'oculaire. — Le microscope permet non seulement d'apprécier l'identité

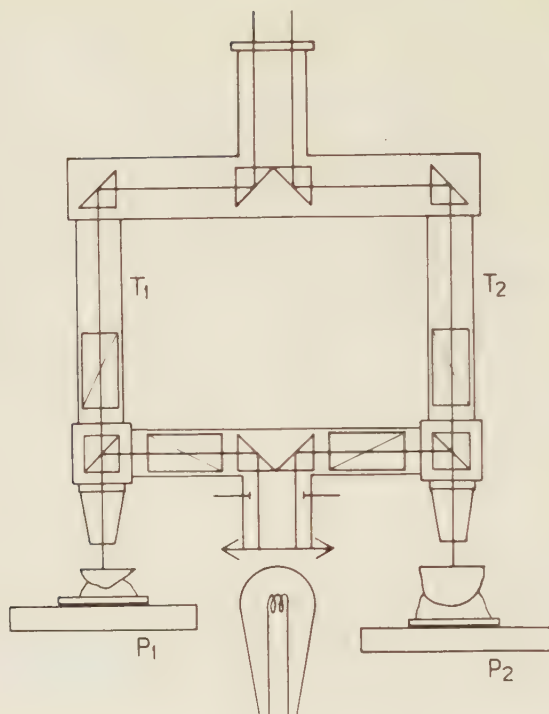


Fig. 6. Schéma du principe d'un microscope de comparaison (E. LEITZ).

du pouvoir réflecteur de deux minéraux: il permet, en plus, d'apprécier la concordance de tous les caractères que révèle le microscope métallographique polarisant. En général, on trouvera dans la collection témoin un minéral dont les propriétés concorderont avec celles du minéral analysé. Exceptionnellement, le minéral n'aura pas de correspondant parmi les minéraux de la collection. La sensibilité de l'œil à la brillance permettra, toutefois, de le situer très exactement dans la gamme des pouvoirs réflecteurs, entre deux minéraux-témoins de pouvoir réflecteur légèrement inférieur et légèrement supérieur. En se rapportant aux tables de détermination, on trouvera alors, en utilisant des caractères analytiques complémentaires, l'identité du minéral inconnu.

Une méthode de comparaison simplifiée a été proposée récemment par MACHAIRAS et RAGUIN (1956). Elle utilise un microscope métallographique polarisant ordinaire, et comme témoins des lames minérales polies, collées au moyen de baume du Canada sur des porte-objets pétrographiques ou sur des lames d'acier mince (lames à raser). Les lames minérales, montées en léger porte-à-faux, ont un bord rectiligne poli

en forme de biseau (fig. 7). La lame témoin est placée sur l'échantillon étudié de sorte que la projection horizontale de son bord rectiligne soit vue en contact avec le minéral M que l'on analyse (fig. 8). L'image du minéral analysé et l'image du minéral témoin sont alternativement mis au point, l'alternance devant se faire à une vitesse telle que l'impression visuelle puisse subsister d'une mise au point à l'autre.

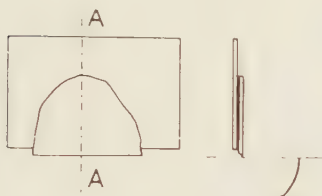


Fig. 7. Vue en plan d'une lame-témoin et coupe A-A.

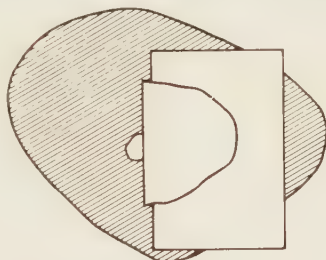


Fig. 8. La lame-témoin placée sur l'échantillon pour l'examen (vue en plan).

Outre l'avantage spécifique de ne pas exiger l'emploi d'un microscope métallographique polarisant spécial, et de faire usage d'une collection témoin peu encombrante et très maniable, les avantages de la méthode Machairas-Raguin sont en principe ceux qu'offre l'examen à l'aide du microscope de comparaison. En pratique, cependant, son domaine d'application est plus restreint : la méthode est basée sur la persistance des sensations visuelles. Cette persistance est de l'ordre de 0,1 seconde ; à ce laps de temps s'ajoute un autre, variable avec l'entraînement de l'opérateur, et durant lequel la mémoire visuelle conserve la sensation éprouvée par l'œil. Leur durée totale, qui ne saurait excéder 1 seconde, est le délai maximum dont dispose l'opérateur pour son changement de mise au point. — Lorsqu'on utilise un faible grossissement, la variation de mise au point est facilement réalisée dans le délai indiqué, grâce à la profondeur de champ de l'objectif. Il n'en est plus de même lorsqu'on utilise de forts grossissements : la profondeur de champ est très restreinte et le changement de mise au point s'accompagne alors d'une disparition brutale de l'image ; il y a une vaste „zone d'ombre“ à traverser avant d'obtenir la mise au point parfaite du second objet.

M. Machairas, que je tiens à remercier très sincèrement ici, a eu l'amabilité de mettre sa collection de lames-témoins à ma disposition. Des examens de minéraux opaques divers (intra-magmatiques, filoniens, concrétionnés) m'ont permis d'apprécier les limites pratiques d'utilisation

de la méthode. J'ai trouvé qu'il n'est pratiquement plus possible de l'utiliser lorsque les minéraux examinés ont un diamètre inférieur à 0,05 mm.

Tirant les conclusions de cette brève revue des méthodes de détermination du pouvoir réflecteur, nous constaterons que la méthode MACHAIRAS-RAGUIN n'apporte pas de principe nouveau: elle est une simplification d'une méthode déjà utilisée. — Dans l'application pratique, elle est aussi bonne, si ce n'est meilleure, que les méthodes utilisant des dispositifs de mesure optiques ou photo-électriques. Elle n'est dépassée que par la méthode de comparaison directe à l'aide du microscope de comparaison... Elle a l'avantage considérable d'être d'un emploi immédiat avec n'importe quel microscope métallographique polarisant; il suffira de constituer une collection de lames-témoins englobant le plus grand nombre possible de minéraux, dont on déterminera le pouvoir réflecteur à l'aide de l'une des méthodes de mesure subjectives. La méthode MACHAIRAS-RAGUIN est certainement la méthode la plus convenable pour les petits laboratoires qui ne disposent pas de gros crédits pour leur équipement.

Références

- ORCEL, J. (1925): Les méthodes d'examen microscopiques des minerais métalliques. Bull. Soc. franç. Min., 48, pp. 272—361.
- (1930): La mesure du pouvoir réflecteur de minéraux opaques à l'aide de la cellule photo-électrique et ses applications. Bull. Soc. franç. Min., 53, pp. 301 à 349.
- RAGUIN, E et MACHAIRAS, G. (1956): Procédé pratique de comparaison des pouvoirs réflecteurs au microscope minéralographique. Bull. Soc. franç. Min., 79, pp. 353—354.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1928): Ein neues Photometerokular zur Messung des Reflexionsvermögens in Erzanschliffen. Centralbl. Min., A, pp. 394—396.
- (1925): Erzmikroskopisches Praktikum, pp. 121—126. Mit Anhang.
- SHORT, M. N. (1940): Microscopic Determination of the Ore Minerals, U. S. Geol. Surv. Bull. 914.
- STACH, E. (1932): Vergleichsmikroskop für auffallendes Licht. Z. wiss. Mikr., 49, pp. 361—366.
- (1949): Lehrbuch der Kohlenmikroskopie, I., p. 285.
- UYTENBOGAART, W. (1955): Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals. Princeton, N. J., U.S.A.
- VINCIENNE, H. (1955): Minérogaphie. — Propriétés des minéraux en lumière réfléchie. Ecole Nat. Sup. des Mines, Paris.
- WILLIAMS, D. et NAKHLA, F. M. (1951): Chromographic Contact Print Method of Examining Metallic Minerals and its Applications. Transact. Inst. Mining and Metall., Vol. 60, part 7, pp. 257—295.

Cayenne, mai 1957.

Sur un choix de cristaux artificiels faciles à étudier sous le microscope polarisant

Par *Louis Déverin* (Lausanne)

Zusammenfassung

Es wird eine Reihe von 25 auserlesenen Substanzen angeführt, welche als Mikrokristalle mit schönen Kristallformen leicht gezüchtet werden können. Bequem lassen sich dann optische Bestimmungen an denselben unter dem Polarisationsmikroskop ausführen. Morphologische und physikalische Eigentümlichkeiten jeder Kristallart werden kurz hervorgehoben und praktische Hinweise zur Herstellung der Präparate angegeben.

Introduction

Certains manuels élémentaires de cristallographie engagent leurs lecteurs à examiner des cristaux artificiels sous le microscope, mais les exemples qu'ils proposent ne sont pas toujours heureux, car ils sont pris le plus souvent parmi les substances d'un usage courant dans les laboratoires. Or les produits chimiques usuels fournissent rarement des cristaux se prêtant à une détermination optique complète sans platine de Fédoroff, et leur examen sous le microscope réserve peu de satisfaction aux débutants. Si l'on veut que ceux-ci prennent goût à la cristallographie, il faut leur proposer comme premiers objets d'observation des corps dont la cristallisation produise presque infailliblement des formes géométriques sur lesquelles il soit difficile de se méprendre et dont l'orientation optique soit aisément déterminable.

Une revue méthodique des espèces cristallines connues, suivie de l'examen sous le microscope de quelques centaines d'entre elles, nous a amené à faire une sélection et à ne retenir, pour les mettre dans la collection d'enseignement du laboratoire de minéralogie de l'Université de Lausanne, que les plus intéressantes et les moins difficiles à obtenir. Il nous a paru utile de résumer, à l'usage de ceux qui ont des étudiants

à instruire, les résultats d'une longue expérience. Quelques commentaires suivront la liste des substances choisies. Celle-ci est précédée de quelques recettes pratiques qui, à notre connaissance, ne figurent dans aucun guide de laboratoire. Ces indications faciliteront la tâche des assistants chargés de la confection des préparations microscopiques: les instructions qu'on leur donne ne sont jamais trop précises.

Outillage et montage des préparations

Les solutions saturées des substances à examiner sont contenues dans des tubes à essais de 18 à 20 mm de diamètre. Ceux-ci sont fermés par un bouchon que traverse une pipette plus longue que le tube d'un quart environ. Un support en aluminium garni d'une douzaine de ces

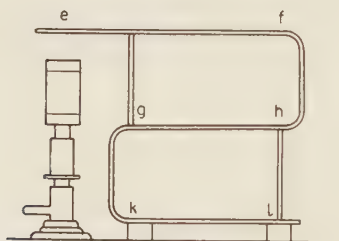


Fig. 1.

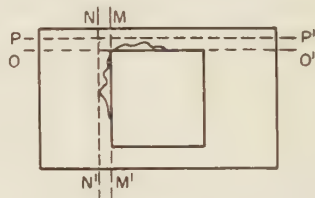


Fig. 2.

tubes est plongé dans l'eau d'un bain-marie dont la température ne doit guère dépasser 50° . Les préparations à étudier sont montées sur des lames de verre ordinaires (format: 28×46 mm), sans cupule. Leur refroidissement se règle sur une platine de Malassez chauffée par un micro-brûleur (fig. 1) à une température atteignant tout au plus 120° C à l'aplomb de la flamme. Les manipulations à exécuter pour le montage des préparations dépendent pour chaque substance des variations de sa solubilité en fonction de la température.

A. Pour les substances dont la solubilité ne change pas beaucoup de chaud à froid, il suffit de mettre une goutte de solution saturée sur une lame porte-objet légèrement tiédie que l'on dépose au niveau g..h ou k..l de la platine chauffante, et de couvrir la goutte d'une lamelle (18×18 mm) dès que les premiers cristaux apparaissent. Une pression exercée sur la lamelle de couverture, écrasant les premiers cristaux

formés, multiplie les germes de cristallisation, ce qui est parfois avantageux.

B. Quand il s'agit de substances notablement plus solubles à chaud qu'à froid, les premiers cristaux formés en bordure de la goutte découverte se redissolvent souvent quand on couvre la préparation. Un petit tour de main pare à cet inconvénient : par un léger effort appliqué sur le couvre-objet, on fait sourdre un peu de solution en marge de celui-ci ; c'est là qu'apparaîtront d'autres cristaux qui vont servir à amorcer une nouvelle phase de cristallisation : à cet effet on pousse la lamelle de MM' jusqu'en NN' (fig. 2) — ou bien de OO' en PP' — de façon à replonger les nouveaux venus dans leur eau-mère. Une manœuvre de va-et-vient du bord de la lamelle entre les positions MM' et NN' est encore plus efficace.

Lorsqu'on suit les progrès de la cristallisation dans une préparation en cours de refroidissement placée sous le microscope, il ne faut pas oublier que le contact de la platine de cet instrument accélère beaucoup la chute de température. Pour prévenir les effets d'une cristallisation hâtive, il est donc prudent de couvrir la platine du microscope utilisé par le préparateur d'un disque d'amiante, percé, cela va sans dire, d'un large trou de visée et de 2 petits trous pour sa fixation.

C. Les substances beaucoup plus solubles à chaud qu'à froid forment souvent des solutions sursaturées. Dans le cas des sels doubles, il arrive que la sursaturation n'atteigne que l'un de ses composants, l'autre cristallisant isolément, ce qui est fâcheux lorsque l'intérêt porte précisément sur le sel double. Pour éviter cet ennui, on évapore une petite goutte de solution jusqu'à consistance sirupeuse, on la refroidit, et l'on amorce la cristallisation par une trace de matière solide gardée en réserve. On couvre alors la préparation à qui l'on instille latéralement — par capillarité — une nouvelle goutte de solution saturée, *refroidie au préalable* sous peine de provoquer une redissolution totale. Si la cristallisation tarde à s'étendre autour du point d'amorce, il faut tiédir légèrement la préparation afin de diminuer la viscosité de la solution : à cet effet, on la pose sur la platine chauffante en g ou en h et pendant quelques secondes seulement (une dizaine).

D. Un observateur qui examine une préparation placée sous le microscope pendant quelque 20 minutes consécutives réchauffe son instrument et la préparation aussi. Les cristaux qu'elle contenait se corrodent, perdant la netteté de leurs formes géométriques. Il devient alors nécessaire de „rajeunir“ la préparation en la portant durant quelques courts instants à une température voisine de 40° C, c'est à dire

un peu supérieure à celle du corps humain, et en refroidissant aussitôt après.

E. Une cristallisation lente donne naissance à des individus prenant généralement 2 ou 3 positions privilégiées, car ils reposent sur leurs faces les plus larges. Il est parfois souhaitable d'apporter plus de diversité à leur orientation. On y parvient en pressant du doigt la lamelle couvrant l'objet contre son support et en lui imprimant un mouvement de rotation afin de pulvériser les cristaux pris entre les 2 lames. A moins qu'un clivage facile n'intervienne pour rétablir la prépondérance des positions privilégiées, on aura ainsi obtenu un assemblage de grains orientés „au hasard“, d'autant mieux que le broyage aura été plus poussé. Après avoir ajouté un peu de solution saturée à la préparation, on la chauffe prudemment de façon à dissoudre une partie de la masse broyée, le tiers, par exemple, avant de refroidir. La dissolution portant principalement sur les particules les plus fines, on restreint assurément les chances de l'orientation au hasard en procédant ainsi, mais en réservant cependant une forte probabilité à la production de cristaux affranchis de l'obligation de n'obéir qu'aux nécessités géométriques.

Conservation des tubes contenant les solutions saturées

Toutes les substances entrant dans la collection présentée plus loin sont solubles dans l'eau. Elles se dissolvent totalement ou partiellement dans leur eau-mère à la chaleur du bain-marie, puis, ramenées à la température ordinaire, recristallisent dans le tube qui les contient sans que, ordinairement, il en résulte aucun dommage pour le récipient, même si les cristaux reformés envahissent le tiers du tube. Mais le borax (n° 21 de la liste), le sel de Seignette (n° 14), ainsi que le sel de cérium (n° 8), exigent des précautions particulières: dès que le volume du sel déposé de la solution refroidie dépasse la capacité de la calotte hémisphérique qui ferme le tube par le bas, celui-ci éclate inévitablement.

Liste des substances choisies

La plupart des substances mises dans la liste sont citées soit dans le grand traité de GROTH [3]¹⁾, soit dans les „Elemente“ [4] du même auteur. Ces citations sont rappelées dans la liste suivante soit par G. suivi des numéros du volume et de la page, soit par G. Elem.

¹⁾ Les numéros entre [] sont ceux de la liste bibliographique placée à la fin.

Système quadratique

1. Sulfate de nickel hexahydraté, $\text{SO}_4\text{Ni} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ (G. II, 423)
2. Acétate cupricalcique tétrahydraté, $(\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2)_4\text{CuCa} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ (G. III, 77)
3. Hexaméthylènetétramine avec thiocyanate de manganèse tétrahydraté, $2 (\text{CH}_2)_6\text{N}_4 \cdot (\text{SCN})_2\text{Mn} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ (G. V, 857)
4. Succinate de baryum, $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ba}$ (G. III, 267)

Système hexagonal

5. Sulfate d'aluminium et de guanidinium hexahydraté, $(\text{SO}_4)_4\text{Al}_2(\text{CH}_6\text{N}_3)_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ (G. III, 567)
6. Iodate et iodure de sodium hydratés, $2 \text{IO}_3\text{Na} \cdot 3 \text{NaI} \cdot 20 \text{H}_2\text{O}$ (G. II, 102)

Système rhomboédrique

7. Métaborate de lithium hydraté, $\text{BO}_2\text{Li} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ (G. II, 731)
8. Nitrate de cérium et de zinc hydraté, $(\text{NO}_3)_{12}\text{Ce}_2\text{Zn}_3 \cdot 24 \text{H}_2\text{O}$ (G. II, 156)
9. Sulfate de manganèse et de sodium hydraté, $(\text{SO}_4)_7\text{Mn}_4\text{Na}_6 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ (G. II, 493)
10. Molybdate trisodico-lithique hexahydraté, $(\text{MoO}_4)_2\text{Na}_3\text{Li} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ (G. II, 368)
11. Trimétaphosphate de sodium hexahydraté, $(\text{PO}_3)_3\text{Na}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ [6]
12. Chromate trisodico-lithique hexahydraté, $(\text{CrO}_4)_2\text{Na}_3\text{Li} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ (G. II, 368)
13. Trioxalatochromiate de magnésium et de sodium hydraté, $[\text{Cr}(\text{C}_2\text{O}_4)_3]\text{MgNa} \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$ [3]

Système orthorhombique

14. Tartrate sodico-potassique tétrahydraté (dit „sel de Seignette“ ou „sel de La Rochelle“), $(\text{CHOH})_2(\text{COO})_2\text{KNa} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ (G. III, 332)
15. Phosphate d'urée, $\text{PO}_4\text{H}_3 \cdot \text{CO}(\text{NH}_2)_2$ (G. III, 540)

16. Gaïacolsulfonate de potassium,
 $(1,2,5)\text{-C}_6\text{H}_3(\text{OH})(\text{OCH}_3)\text{SO}_3\text{K}$
17. Thioürée, $\text{CS}(\text{NH}_2)_2$ (G. III, 555)
18. Phtalate monopotassique, $(1,2)\text{-HOOC}\cdot\text{C}_6\text{H}_4\cdot\text{COOK}$ (G. IV, 724)
19. Sulfanilate de sodium dihydraté, $(1,4)\text{-NH}_2\cdot\text{C}_6\text{H}_4\cdot\text{SO}_3\text{Na}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (G. IV, 335)
20. Sulfonal, $(\text{CH}_3)_2\text{C}(\text{SO}_2\text{C}_2\text{H}_5)_2$ (G. Elem., 347)

Système monoclinique

21. Borax, $\text{B}_4\text{O}_7\text{Na}_2\cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (G. II, 732)
22. Pyrophosphate de sodium décahydraté (G. II, 792)
23. p-toluènesulfonate de manganèse hexahydraté,
 $(\text{CH}_3\cdot\text{C}_6\text{H}_4\cdot\text{SO}_3)_2\text{Mn}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (G. IV, 420)
24. p-toluènesulfonate de cadmium hexahydraté,
 $(\text{CH}_3\cdot\text{C}_6\text{H}_4\cdot\text{SO}_3)_2\text{Cd}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (G. IV, 422)
25. Chlorure de baryum dihydraté, $\text{BaCl}_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (G. I, 239)

Commentaire

1. $\text{SO}_4\text{Ni}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Stable au dessous de 40°C , la forme quadratique ne se développe bien qu'en solution fortement acide (1 à 2 % de SO_4H_2 libre). Le tube renfermant la provision de sel ne doit donc jamais être mis au bain-marie; la solution saturée sera évaporée à la température ordinaire. Faute d'observer ces prescriptions, on s'expose à voir la préparation envahie par des cristaux monocliniques. Un préparateur expérimenté saura tirer parti de ce contretemps: après avoir chauffé très légèrement la préparation mal réussie, il l'amorcera après refroidissement par une trace de sel quadratique; dès que le germe introduit se révélera viable, il pratiquera la manœuvre B: il verra alors grandir — au contact ou à proximité des cristaux indésirables en voie de résorption — de jolies pyramides quadratiques (111) tronquées par de larges bases (001).

2. Afin d'éviter la séparation d'acétate cuprique monoclinique, que les débutants risquent de confondre avec le sel double quadratique en dépit de son pléochroïsme particulier (vert-bleu), il est bon d'ajouter un excès de sel de calcium à la solution saturée. Les cristaux fibreux

d'acétate calcique qui peuvent se déposer d'une eau-mère fortement concentrée ne détournent pas l'attention des jolis cristaux bleux du sel double. L'habitus de ceux-ci résulte de l'association de 2 prismes quadratiques: les faces du deutéropisme (110) sont souvent séparés de la base (001) par une face de deutéropyramide. Les teintes azurées de ce sel sont affectées d'un léger pléochroïsme: ϵ bleu vif; ω un peu plus clair.

3. La solution du sel décrit par BILLOWS [1] ne doit pas contenir d'hexaméthylènetétramine en excès, car les cristaux cubiques qu'elle forme risquent d'être confondus avec des cristaux quadratiques reposant sur leur face (001): celle-ci est toujours dominante dans le thiocyanate en question, quoi qu'en disent les rapports de seconde main mentionnant des cristaux „aplatis sur (010)”. Les cristaux obtenus par l'évaporation de leur solution à l'air libre n'atteignent pas la perfection réalisable par l'emploi du procédé B.

5. *Sel de guanidinium*. Le montage des préparations se fait par le procédé décrit en A. Les cristaux se présentent en lames hexagonales (0001) bordées par des pans (10 $\bar{1}$ 0); leurs sommets sont parfois tronqués par des minuscules faces de deutéropyramide. Les faces prismatiques peuvent être assez larges pour servir de base à quelques cristaux, qui se présentent alors de profil avec leur biréfringence maxima (0,088), donc dans une position propice à la vérification du signe optique trouvé en lumière convergente.

Dans les préparations vieilles d'une semaine, par exemple, apparaissent des cristaux cubiques d'alun ammoniacal $(\text{SO}_4)_2\text{AlNH}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ provenant de la décomposition de la guanidine. Il est donc prudent de vérifier de semestre en semestre que la solution conservée dans un tube imparfaitement bouché n'a pas subi pareille altération.

6. *Iodo-iodate de sodium*. La solution d'où naissent les cristaux hexagonaux se prépare simplement par dissolution d'iode dans une lessive de soude caustique. Exposée à la lumière, elle jaunit. On la décolore par quelques gouttes de sulfure de sodium dissous, et l'on élimine par filtration le précipité éventuel; les produits accessoires de la réaction mise en jeu — thiosulfate ou tétrathionate — plus solubles que l'iodo-iodate, ne troublent pas la cristallisation de celui-ci tant qu'il prédomine dans la solution.

7. Le *métaborate de lithium* fournit aux physico-chimistes un exemple typique de sel susceptible de prendre plusieurs degrés d'hydratation. Aussi est-il opportun, lorsqu'on veut obtenir uniquement le sel rhomboédrique à $8\text{H}_2\text{O}$, de ne chauffer que très modérément la solution saturée qui sort du bain-marie pour hâter son évaporation. Les cristaux obser-

vables sous le microscope révèlent des formes très simples se prêtant bien à l'analyse morphologique: entre les faces $(\bar{2}11)$ qui délimitent le contour hexagonal et le pinacoïde (111) sur lequel reposent la plupart des cristaux s'insèrent ordinairement les faces du rhomboèdre fondamental (100) .

8. Au sel double $(\text{NO}_3)_{12}\text{Ce}_2\text{Mg}_3 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ dont les caractères sont consignés dans le recueil de GROTH (II, 156), nous avons préféré le sel isomorphe de *zinc*, non décrit jusqu'à ce jour, à cause de sa solubilité moindre. Le sel dont nous disposions avait été préparé à partir d'un oxalate de cérium technique qui devait renfermer toute une kyrielle d'homologues du cérium, notamment du néodyme dont la présence dans la solution s'accusait par une teinte rosée. La solubilité du sel de zinc est encore forte; aussi convient-il de l'amener à cristalliser par le procédé C. Il ne faut pas pousser brutalement la concentration de la première goutte de solution posée sur la lame porte-objet, sinon on risque de voir le nitrate de cérium cristalliser sans formation de sel double. La face (111) est si largement développée que la plupart des cristaux, reposant sur elle, sont constamment à l'extinction.

9. Dans le *sulfate mangano-sodique* la large prédominance des faces (100) laisse ordinairement fort peu de place au pinacoïde (111) . C'est pourquoi le caractère uniaxe des cristaux est moins facile à mettre en évidence que dans les cas précédents.

10. Ce *molybdate*, dont les formes sont un peu plus compliquées que celles des corps qui le précèdent dans la liste, cristallise bien dans une solution tiède, doucement amenée à consistance sirupeuse.

11. Ce *métaphosphate* a été obtenu comme produit accessoire de la préparation de l'octométaphosphate cubique de cobalt et de sodium $(\text{PO}_3)_8\text{Co}_3\text{Na}_2$, préparé et étudié par TAMMANN [5] et assimilé au sel sodique auquel cet auteur attribue la formule $(\text{PO}_3)_3\text{Na}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. L'habitus prismatique des cristaux observés est dû à l'importance des faces $(\bar{2}11)$ que tronque une large base (111) , tandis que le rhomboèdre (100) est peu développé. L'intérêt principal que présente ce sel, dont le signe optique est négatif, tient au fait que son indice ϵ est sensiblement égal à celui de son eau-mère, tandis que ω lui est bien supérieur, d'où le remarquable changement de relief que l'on observe en faisant tourner un cristal couché sur une face $(\bar{2}11)$: ainsi se manifeste sa haute biréfringence, sans intervention du nicol analyseur. Au surplus, suivant la température qui règne dans la salle où l'on travaille, c'est à dire suivant la concentration de l'eau-mère, on constate que son indice de réfraction est tantôt supérieur, tantôt inférieur à l'indice ϵ du sel immergé. Il est

clair que le métaphosphate en question constitue un matériel de premier choix pour l'observation de la frange de Becke.

12. Le *chromate trisodico-lithique* naît en cristaux fort nets de sa solution évaporée à la température ordinaire. La lenteur de cette évaporation constitue un premier inconvénient, aggravé par un autre: le faible développement de la face (111), dont l'importance est bien moindre que celle des faces ($\bar{2}11$) et (100). Enfin le sel n'est rhomboédrique qu'à peu près: la croix noire observable en lumière convergente se disloque un peu pendant la rotation. Les essais de rajeunissement des préparations donnent des résultats piteux.

13. Le *trioxalatochromiate* de sodium et de magnésium étudié par L. FROSSARD [2] est cité ici surtout à cause de son pléochroïsme saisissant entre les tons brun-rougeâtre et les bleus smalt. Ce que l'auteur dit des cristaux toujours couchés sur une face de prisme s'applique à ceux qui se développent dans un cristalliseur, mais non pas à ceux que l'obtient par évaporation d'une goutte de leur solution sur une lame de verre: ceux-là se présentent souvent à plat sur une face (0001). Il est indispensable que l'évaporation se fasse à la température ordinaire, ce sel complexe se décomposant dès qu'on le chauffe avec production de croûtes verdâtres.

14. *Sel de Seignette*. Il n'y a pas de substance se prêtant mieux que ce tartrate à la démonstration des propriétés optiques des cristaux orthorhombiques. Des 2 pinacoïdes de la zone [001], l'un, (010), est doué de la biréfringence maxima (0,0054), tandis que l'autre, (100), perpendiculaire à la bissectrice aiguë n_g , ne montre que les gris du premier ordre entre nicols croisés dans les préparations ordinaires, d'épaisseur voisine de 0,05 mm. Les hyperboles provenant de la dislocation de la croix noire, manifestement bordées de teintes de dispersion, indiquent la position du plan des axes optiques avec toute la netteté désirable: ainsi la sortie de la bissectrice obtuse n_p se trouvera sans peine dans la face (001) dont le contour est grossièrement elliptique et qui s'éclaire entre les nicols croisés des jaunes du premier ordre. Il reste à trouver un cristal orienté de façon à montrer la sortie d'un axe optique; on y parvient en examinant une préparation réunissant des cristaux orientés „au hasard“, c'est à dire préalablement soumise au traitement décrit en E.

15. Le *phosphate d'urée* s'obtient aisément par dissolution de l'urée dans l'acide phosphorique sirupeux. Les cristaux, d'allure prismatique, ne possèdent que 2 pinacoïdes: (100) perpendiculaire à n_g et (001) perpendiculaire à n_p ; l'absence du troisième empêche d'observer la section de biréfringence maxima.

16. Après des fouilles infructueuses dans les répertoires, je m'excuse de n'avoir à fournir ici au sujet du *gaïacolsulfonate de potassium*, que les références extraites de mes notes. Ce sel est assez connu pour avoir été admis dans la Pharmacopée helvétique. D'autres avant moi doivent avoir constaté ce qui suit:

L'allure prismatique des cristaux est l'effet de la présence de 2 pinacoïdes: (100), largement développé, est perpendiculaire à n_g , tandis que la face (010), perpendiculaire à n_p , est généralement plus étroite. n_m sort du sommet où convergent des petites faces qui ne peuvent être que (111).

17. Les 2 pinacoïdes associés aux faces prismatiques (110) de la *thioürée* sont (001) et (010); chacun d'eux est normal à une bissectrice; le plan des axes optiques est donc (100), et non pas (001) comme certains répertoires l'indiquent. L'examen des cristaux de thioürée permet d'observer de brillants phénomènes de dispersion.

18. Le *phtalate monopotasique* [6] se présente en cristaux limités par les faces (001), (011), (111), (112), de sorte que la bissectrice obtuse n_g est seule accessible à l'observation courante. En revanche, il se prête fort bien aux premiers exercices où le débutant apprend à mesurer des angles d'extinction et à utiliser les réactifs optiques (gypse R I et mica quart d'onde). En effet, de sa solution concentrée refroidie *rapidement* et soumise aux manipulations décrites sous B, le sel se dépose en cristaux d'orientation uniforme, savoir en lamelles rhomboïdales (001) très nettes, dont les sommets aigus sont souvent tronqués par des faces (011) rudimentaires. Extrêmement minces au début, ces lamelles montrent entre nicols croisés toute la gamme des teintes du premier au troisième ordre: les cristaux de grande taille formés par refroidissement lent offrent couramment des teintes plus élevées, moins propices aux réactions optiques.

19. Des remarques analogues s'appliquent au *sulfanilate de sodium*, ainsi qu'au *tétrachlorophtalate de potassium*, non cité dans la liste précédente à cause de l'incertitude qui règne au sujet de son degré d'hydratation.

20. *Sulfonal*. La large base sur laquelle reposent la plupart des cristaux est la face de biréfringence maxima. C'est la seule qui ne fasse pas partie de la zone prismatique qui comprend, outre (110), une large pinacoïde (100) normal à n_p ; l'étroitesse de l'autre, (010), rend parfois laborieuse la recherche de la bissectrice n_g qui lui est perpendiculaire.

21. Divers manuels représentent des cristaux de *borax* dépourvus de la face (010) sans laquelle une étude complète est impossible par les

moyens ordinaires. En réalité, les solutions saturées de borax „pour l'analyse chimique", qui sont alcalines, nous ont toujours fourni des cristaux doués de la face parallèle au plan de symétrie. Ainsi constitués, ils se prêtent mieux que la plupart des autres ressortissants monocliniques à un exercice méthodique de détermination des éléments optiques. Les individus les plus fréquents dans les préparations montrent l'extinction droite et une biréfringence assez élevée, voisine de 0,020; ils sont couchés sur leur face (100) d'où la bissectrice obtuse n_g émerge obliquement; ils laissent voir que le plan des axes optiques est transversal à l'allongement [001]. Quand cette constatation est faite, on peut se mettre en quête de cristaux posés sur une face (010), où la biréfringence est bien plus faible (0,003), car elle est perpendiculaire à la bissectrice aiguë n_p . Dès lors la position exacte de l'ellipsoïde des indices dans le cristal se reconnaît sans difficulté.

Les solutions chaudes de borax ne fournissent pas de bons cristaux monocliniques; en effet, au dessus de 60° C, c'est le sel à 5H₂O, dit „octaédrique" qui prend naissance: il est rhomboédrique, et les produits de son épigénie par le sel à 10H₂O se présentent assez mal. L'évaporation de la solution saturée à la température ordinaire donne quelques bons résultats. Nous préférons évaporer jusqu'à consistance sirupeuse une goutte de solution légèrement tiédie et en amorcer la cristallisation suivant le procédé décrit sous lettre C. Le rajeunissement des préparations est une opération délicate: il faut chauffer modérément au niveau g. h de la platine (fig. 1) de peur d'atteindre la température de 60° fatale au sel monoclinique.

22., 23. et 24. Le *pyrophosphate de sodium* et les *2p-toluènesulfonates* admis dans la liste précédente ont un caractère morphologique commun: le développement prépondérant des faces en zone autour de l'orthodigonale [010]. Dans les 3 sels n_g est voisin de la normale à une large face de cette zone, mais c'est dans le composé de cadmium seulement, où les axes optiques sont contenus dans le plan de symétrie, que les 2 bissectrices de leurs angles sont accessibles à l'observation courante.

25. L'examen du *chlorure de baryum* hydraté est recommandé à cause de la netteté de ses macles polysynthétiques.

Les substances dont il vient d'être question permettent de faire aux étudiants en cristallographie des démonstrations sans accroc. Bien que leur composition chimique s'éloigne souvent de l'ordinaire, il vaut la peine de s'en procurer au moins quelques unes.

Bibliographie

1. BILLOWS (1912): (Sels d'hexaméthylènetétramine). *Z. Krist.* 50 (Auszüge).
2. FROSSARD, L. (1956): Etude du trioxalatochromiate de sodium et de magnésium. *Bull. suisse Minéral. et Pétrogr.*, 36, 1—25.
3. GROTH, P. (1906—1918): *Chemische Krystallographie*. 5 Bde., Leipzig.
4. — (1921): *Elemente der physikalischen und chemischen Krystallographie*.
5. TAMMANN, G. (1892): (Polymétaphosphates). *Journ. prakt. Chem.* (2) 45, 469.
6. WIDMER, E. (1930): Das Brechungsvermögen der wasserfreien phthalsäuren Mono-Alkalisalze. *Z. Krist.* 72, 442

Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee

Von *Jacques Weber* (Zürich)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	269
Topographische Einführung	270
Geschichtlicher Überblick	273
I. Teil: Geologisch-petrographische Übersicht der an den Tonalitzug an- grenzenden Gebiete.	274
1. Die Zone von Claro-Misox und die Zone von Arbedo	274
2. Die Zone von Roveredo-Berlinghera	276
3. Die Zone von Bellinzona-Dascio	276
Injektionsgneise	277
Paragneise	278
Orthogneise	279
Marmore	280
Amphibolite	281
Ultrabasische Metamorphite	285
4. Die Tonaleserie	285
5. Die Iorio-Tonale-Linie	287
6. Die insubrische Zone	291
II. Teil: Der Tonalit.	292
Kapitel I: Geologie des Tonalitzuges	292
1. Geologisches Auftreten	292

2. Die Kontaktverhältnisse am N-Rand des Tonalitzuges	298
3. Die Kontaktverhältnisse am S-Rand des Tonalitzuges	300
4. Die Gänge	304
5. Klüftungen des Tonalitzuges	305
Kapitel II: Petrographie des Tonalitzuges	308
1. Der massige Tonalit und der Tonalitgneis	308
Vorkommen und Aussehen	308
Mikroskopische Beschreibung	309
Mineralbestand	309
Beschreibung der Mineralien	310
Struktur und Textur	315
Chemische Zusammensetzung	317
2. Der Epidot-Tonalit	319
Vorkommen und Aussehen	319
Mikroskopische Beschreibung	320
Mineralbestand	320
Beschreibung der Mineralien	320
Struktur und Textur	328
Chemische Zusammensetzung	328
3. Der Epidot-Tonalitgneis	330
Vorkommen und Aussehen	330
Mikroskopische Beschreibung	331
Mineralbestand	331
Beschreibung der Mineralien	332
Struktur und Textur	337
Chemische Zusammensetzung	340
4. Die hellen Bänder im Tonalit	343
Vorkommen und Aussehen	343
Mikroskopische Beschreibung	344
Mineralbestand	344
Beschreibung der Mineralien	344
Struktur und Textur	345
Chemische Zusammensetzung	346
5. Die dunklen Schollen und Schlieren im Tonalit	350
Vorkommen und Aussehen	350
Mikroskopische Beschreibung	351
Mineralbestand	351
Beschreibung der Mineralien	351
Struktur und Textur	353
Chemische Zusammensetzung	354

6. Zusammenfassende Betrachtungen über die tonalitischen Gesteine . . .	356
Zur Nomenklatur des Tonalites	356
Petrogenetischer Charakter des Tonalites	359
Der Epidot als primäre Komponente des Tonalites	361
Vergleich mit einigen anderen Tonalitvorkommen der Alpen	362
7. Der Augengneis	364
Vorkommen und Aussehen	364
Mikroskopische Beschreibung	365
Mineralbestand	365
Beschreibung der Mineralien	366
Struktur und Textur	371
Chemische Zusammensetzung	371
8. Genese des Augengneises	375
9. Pegmatit-, Aplit- und Granitgänge des Tonalitzuges	376
a) Die alten aplitisch-pegmatitischen Gänge	376
b) Die Aplitite am S-Rand des Augengneises	377
c) Die junge pegmatitische Intrusion	379
Allgemeine Merkmale	379
Die Pegmatite	379
Die Aplitite	384
Die Ganggranite	384
Kapitel III: Zusammenfassende Betrachtungen	386
1. Petrochemische Charakterisierung des Tonalitzuges und Vergleich mit dem Bergeller Massiv	386
2. Der Tonalitzug als syntektonische Intrusion	391
Literaturverzeichnis	393
Tafel I–VI: Photos.	
Tafel VII: Geologisch-petrographische Kartenskizze des Tonalitzuges zwischen Giubiasco und Dubino, 1:50 000	

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI † im Sommer 1952 begonnen und unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. C. BURRI im Frühjahr 1957 abgeschlossen worden.

Es standen mir dafür, neben dem im Feld selbst gesammelten Material, auch Handstücke und Dünnschliffe der Sammlung P. KNOB-LAUCH aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der ETH zur Verfügung.

Meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. P. NIGGLI, möchte ich für die gründliche Einführung in die mineralogisch-petrographischen Arbeitsmethoden, für sein stetes Interesse und für alle seine Unterstützung aufrichtig danken.

Im gleichen Masse bin ich Herrn Prof. Dr. C. BURRI zu herzlichstem Dank verpflichtet für die wertvollen Anregungen durch Vorlesung und Diskussion, für seine persönliche Anteilnahme und mannigfachen Ratsschläge. Besonderen Dank gebührt Herrn Prof. Dr. F. LAVES, der in vielen Diskussionen und durch eine Feldbegehung im Frühjahr 1955 diese Arbeit fördern half, Herrn Prof. Dr. J. JAKOB für die Überlassung einiger hier publizierter Analysen sowie Herrn Dr. R. U. WINTERHALTER für seine ständige Beratung bei der Herstellung der graphischen Beilagen und Photographien.

Besonders verpflichtet fühle ich mich auch meinen geschätzten Lehrern, den Herren Prof. Dr. F. DE QUERVAIN, Prof. Dr. R. L. PARKER sowie Herrn PD. Dr. W. EPPRECHT für die Vermittlung der Grundlagen ihrer Fachgebiete und manche wertvolle Hinweise zur Lösung von kristallographischen und petrographischen Problemen.

Allen meinen Studienkollegen, mit denen mich die schöne Erinnerung an gemeinsame Studienzeit verbindet, sei an dieser Stelle für kameradschaftliche Zusammenarbeit und anregende Diskussionen herzlichst gedankt.

Ferner sei Frl. U. EPPLER für die geduldige, uneigennützig durchsichts-, Korrektur- und Abschriftsarbeit des Manuskriptes gedankt.

Zum Schluss möchte ich noch allen denjenigen, welche durch die Gewährung finanzieller Hilfe mein Studium ermöglichten, den wärmsten Dank aussprechen: der Erziehungsdirektion des Kantons Zürich und Herrn Prof. Dr. M. ZOLLINGER, Inspektor der Stipendiaten, der Stipendienkommission der Stadt Zürich und der Stipendienkommission für Schul- und Berufsausbildung von Auslandschweizern (NHG).

Meinen lieben Eltern, die mir ihre selbstlose Unterstützung angedeihen liessen, sei das Folgende gewidmet.

Topographische Einführung

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen der Magadino-Ebene im Tessin und dem unteren Flusslauf der Mera in Italien. Der Tonalitzug, welcher einen weit nach W vordringenden Teil des Bergeller Massivs

bildet, folgt auf einer grossen Strecke zwei im allgemeinen E-W gerichteten Tälern. Das eine ist Val Morobbia, das von einem ziemlich tief eingeschnittenen, linken Nebenfluss des Tessins gebildet wird. Östlich vom Ioriopass ist es der Liro, der auf ungefähr der Hälfte seines Laufes die E-W-Richtung behält und nur in seinem unteren Teil eine NW-SE-Richtung bis zu seiner Mündung in den Comersee (bei Gravedona) einschlägt.

Die Lage dieses Gebietes geht aus der topographischen Übersichtsskizze, Fig. 1, hervor.

Orographisch kann man das Gebiet in 5 Regionen gliedern:

1. Südhang des Val Morobbia von Giubiasco bis Iorio-Pass.
2. Nordhang des Val d'Arbedo (im oberen Teil Val La Pira genannt) von Alpe di Gesero bis Biscia.
3. Nordhänge der drei Grenzkamm-Gipfel: Cima di Cugn, Marmontana und Toresella und Quellgebiete der Albionasca, Rescignaga und Roggiasca (Quelltäler der Traversagna).
4. Nordhang des Valle del Liro vom Ioriopass bis zum Osthang des Val d'Inferno.
5. Nordhänge des oberen Comersees mit den Quertälern: Liro, Gera und Sorico sowie der Osthang des unteren Meratales.

In der beigelegten geologisch-petrographischen Kartenskizze wurden nur die wichtigsten Lokalitäten, Täler, Berggipfel, Alphütten und Höhenpunkte angegeben. Es konnten dort, um die Karte nicht zu überlasten, nicht alle im Text zitierten Namen angegeben werden. Es sei hier darum ausdrücklich auf die zur Kartierung benützten Grundlagen hingewiesen. Diese sind:

1. „Landeskarte der Schweiz“ 1:50 000 (zum Teil Vergrösserungen der Eidg. Landestopographie im Masstab 1:10 000), Normalblatt 553 (V. Verzasca-E), Blattzusammensetzung 277 (Roveredo).
2. Grundbuchübersichtspläne 1:10 000 des kantonalen Vermessungsamtes Tessin: Blätter Nr. 553 u (Bellinzona), 553 z (Pianezzo), 554 q (Motto d'Arbino), 554 r (Corno di Gesero), 554 v (Carena), 554 w (Motto della Tappa), 554 x (Cima di Cugn).
3. Foglio 17 der Carta d'Italia 1:100 000 (Istituto geografico militare): Tavolette 1:25 000 I SO (Livo), I SE (Novate-Mezzola), III NE (Cavargna), II NO (Gravedona), II NE (Colico).

Geschichtlicher Überblick

Die Lage des Tonalites in der Nachbarschaft der tektonisch wichtigen Iorio-Tonale-Linie führte dazu, dass er relativ frühzeitig entdeckt und verfolgt wurde. Gerade deswegen wurde er vielleicht, besonders auch im hier betrachteten Abschnitt zwischen Val Morobbia und Comersee, nie näher bearbeitet, so dass mit Ausnahme von REPOSSI und STAUB kaum andere Autoren eingehendere petrographische Untersuchungen vorgenommen haben. Auch die Lage im Grenzgebiet mag sich für eine eingehendere Untersuchung in neuerer Zeit als unvorteilhaft ausgewirkt haben. Es seien hier nur die bedeutendsten Etappen in seiner Erforschung angeführt.

Unter dem Namen „Syenit“ wird schon um 1850 von B. STUDER ein Gesteinszug im Val Morobbia erwähnt, und von Carena bis nach dem Lago di Mezzola verfolgt. Später hat F. ROLLE (1881a) diesen Namen in „Hornblendegneis“ umgeändert. Von R. STAUB (1916) stammt die erste, allerdings nur summarische, petrographische Beschreibung für den schweizerischen Teil des Gesteinszuges; er hat auch die Namen „Tonalit von Melirola“ und „Augengneis von S. Antonio“ (für die Randfazies des Tonalites) eingeführt. Auf der italienischen Seite wurde er 1907 von V. NOVARESE erwähnt und von E. REPOSSI (1915) unter dem Namen „diorite del Monte Bassetta“ petrographisch eingehender beschrieben. In seiner erläuternden Mitteilung zur geologischen Aufnahme des Gebietes wird der Tonalitzug von S. CATALISANO (1936) vom Ioriotal bis Dubino näher verfolgt, petrographisch aber nicht behandelt.

In der Verfolgung der Iorio-Tonale-Linie vom Tessin bis zum Tonalepass stiess H. P. CORNELIUS (1930) im Val Morobbia und Val Liro auf den Tonalitzug, nachdem er schon 1915 auf die Möglichkeit der Fortsetzung der Tonalite vom westlichen Veltlin bis in den Tessin hingewiesen hatte.

Östlich vom Meratal schliesslich sind neuere Studien (vor allem aus dem Gebiet des Valle di Masino) von G. MERLA (1935), M. BALCONI (1938) und L. PERETTI (1939) vorhanden.

In älteren Übersichtskarten ist der Tonalitzug verschiedentlich eingetragen, u. a. bei A. ESCHER und B. STUDER (1867), F. ROLLE (1882), T. TARAMELLI (1903), R. STAUB (1916). Von den wichtigsten geologischen Kartenskizzen seien diejenigen von E. REPOSSI (1915) und H. P. CORNELIUS (1930) erwähnt. 1930 wurde das Blatt Iorio des Geologischen Atlases der Schweiz herausgegeben, welches auch die erste Detaillierung des Tonalites auf Schweizergebiet (im Massstab 1:25 000) durch

P. KNOBLAUCH enthält. Die italienische Fortsetzung des Zuges wurde von S. CATALISANO aufgenommen und im Blatt Chiavenna der Geologischen Karte von Italien 1:100 000 veröffentlicht (1941).

I. Teil

Geologisch-petrographische Übersicht der an den Tonalitzug angrenzenden Gebiete

Der Tonalit von Melirolo befindet sich in der alpinen Wurzelzone, nördlich der Iorio-Tonale-Linie. Die Bauweise dieses Gebietes ist ausserordentlich kompliziert und verworren, so dass keine tektonischen Einheiten hervortreten. Lediglich an Hand von gewissen Gesetzmässigkeiten, die in der Wechsellagerung verschiedener Gesteinstypen und in deren Zusammensetzung beobachtet wurden, lässt sich das Gebiet in verschiedene Zonen einteilen. Diese haben vor allem lokale Bedeutung und ihre Parallelisierung mit den anschliessenden Gebieten bereitet bedeutende Schwierigkeiten. Die folgende Übersichtsskizze (Fig. 2) wurde nach KNOBLAUCH (1939) und nach den Angaben des Blattes Chiavenna (1941) zusammengestellt.

Die Parallelisierung der beiden Gebiete östlich und westlich der Landesgrenze wurde mehr summarisch nach eigenen Beobachtungen und Literaturangaben (KNOBLAUCH, REPOSSI) gemacht und ist nur als Versuch anzusehen.

Im folgenden soll eine einfache, geologisch-petrographische Charakterisierung der wichtigsten Nachbarzonen des Tonalitzuges gegeben werden.

1. Die Zone von Claro-Misox und die Zone von Arbedo

Sie treten nur in der äusseren NW-Ecke der Kartenskizze auf und sind ziemlich weit entfernt vom Tonalit. Abgesehen von der starken salischen Injektion der Zone von Arbedo, die in Verbindung mit der Intrusion des Tonalites, bzw. dem jungen Magmatismus der Wurzelzone überhaupt, stehen dürfte, ist kein Zusammenhang zwischen beiden festzustellen.

Der *Marmorzug von Al Galetto* mit seiner Fortsetzung gegen das Calanca-Tal begrenzt die Zone im Süden und trennt sie von der Roveredo-Zone im Osten.



Fig. 2. Tektonische Übersichtsskizze des Gebietes zwischen dem Tessin- und dem Meratal 1:250000.

1. Zone von Claro-Misox
2. Zone von Arbedo
3. Zone von Roveredo-Berlinghera
4. Zone von Bellinzona-Dascio, Nord-Teil
5. Zone von Bellinzona-Dascio, Süd-Teil
6. Tonalit von Melirola-Sorico
7. Tonalite-Serie
8. Insubrische Zone
9. Kristalline Kalke und Kalksilikatgesteine
10. Trias von San Iorio-Sasso Pello
11. Granit von Novate-Mezzola

2. Die Zone von Roveredo-Berlinghera

Sie besteht vorwiegend aus Zweiglimmergneisen mit Paracharakter, aus plattigen Orthogneisen und zum Teil auch aus Injektionsgneisen. Glimmerschiefer sind seltener, wie auch die Amphibolite, die im Osten fast vollständig fehlen. Sie entspricht der Serie Forcola-Berlinghera der italienischen Literatur.

Die Trennung der Zone von Roveredo-Berlinghera von der südlich anschliessenden Zone von Bellinzona-Dascio wird im W durch den *Marmorzug von Castione-Traversagna* gebildet, den man nach E bis in die Gegend von Alpe Duria auf der italienischen Seite verfolgen kann. Noch weiter nach E ist die Abtrennung nur durch fazielle Unterschiede gegeben.

3. Die Zone von Bellinzona-Dascio

Diese Zone bietet ein ganz anderes Bild als diejenige von Roveredo-Berlinghera. Die Schichten streichen fast ausnahmslos von E-W und fallen steil nach N ein ($70-80^\circ$). Charakteristisch für diese Zone sind die zahlreichen konkordanten Einlagerungen basischer Gesteine, Marmore und Kalksilikatgesteinen in den Injektionsgneisen, von denen ein wesentlicher Teil reich an Granat, Disthen, Staurolith und vor allem an Sillimanit ist. Die Zone wird von STAUB und von KNOBLAUCH zweigeteilt: in einen nördlichen Teil, reich an basischen Einlagerungen und Marmoren und einen südlichen Teil, in dem diese Einlagerungen zurücktreten. Beide Teile werden durch den *Marmorzug von Sasso Marcio-Ganna Rossa* getrennt, der wenig jenseits der Landesgrenze auf italienischem Boden auskeilt.

In ihrem westlichen Teil ist die Zone von Bellinzona-Dascio sehr breit (5–6 km), wird aber nach Osten hin ziemlich rasch schmal und hat im östlichsten Teil nur noch eine Breite von knapp 2 km. In diesem schmalen Stück, östlich von Alpe Porcile, ist die Zweiteilung nicht mehr möglich; die Zone hat einen einheitlichen Charakter, welcher demjenigen der südlichen Bellinzona-Zone ähnlich ist. Man darf also annehmen, dass der nördliche Teil der Zone sein Ende zwischen Alpe di Camedo und Alpe Porcile hat, d. h. dass die beiden Marmorzüge von Castione-Traversagna und Sasso Marcio-Ganna Rossa sich in diesem Gebiet vereinigen. Weiter östlich kann man den Marmorzug bis auf Alpe Duria verfolgen. Weitere Fortsetzungen konnte ich nicht finden. Von hier an musste die Trennung der Zone von Bellinzona-Dascio von der nördlichen Zone von Roveredo-Berlinghera rein auf Grund petrographischer Kri-

terien durchgeführt werden: im Süden die typischen Injektionsgneise und Glimmerschiefer, die z. T. reich an Sillimanit sind, im Norden mehr plattige Biotit- und Zweiglimmergneise. Die Grenze zieht demnach von der Alpe Duria über Possoro (nordöstlich von Baggio) und Crestarotta ins Barès-Tal hinunter und dann über Alpe Mattarello, Alpe Prato Fortunato, Alpe Cagaroza nach Stabiello. Von Stabiello geht sie nach Norden weiter über Il Forno, westlich von Monte Peschiera, und dann wieder nach Osten bis an das Mera-Ufer, etwa 1 km nördlich von San Fedelino.

Die Zone von Bellinzona-Dascio entspricht auf der italienischen Seite des Gebietes dem südlichen Teil der Zone Verceia-San Cassiano (REPOSSI, 1916), welche mit der Zone Sesia orientale im Piemont parallelisiert wird. Da sie sich in unmittelbarer Nachbarschaft des Tonalites befindet, soll ihre petrographische Beschaffenheit etwas näher betrachtet werden.

Die Hauptgesteinsmasse der Zone von Bellinzona-Dascio besteht aus *Injektionsgneisen*, deren Altbestandteile Ortho- und Paramaterial sind, die manchmal in sehr enger Wechsellagerung stehen, und deren Neubestand sehr fein bis diffus verteilt sein kann. Oft ist die Trennung zwischen Alt- und Neubestand sehr undeutlich und Übergänge zu den nicht injizierten Gesteinen sind hier keine Seltenheit. Auch die Übergänge zwischen den nicht injizierten Ortho- und Paragneisen sind ohne scharfe Grenzen, so dass eine kartographische Ausscheidung der verschiedenen Varietäten dieser Mischgneise kaum möglich wäre. Sie ist daher auch in der petrographisch-geologischen Kartenskizze unterblieben, in welcher lediglich die Einlagerungen von der Hauptmasse der Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio ausgeschieden wurden.

In den Injektionsgneisen herrscht das sedimentäre Ausgangsmaterial vor. Es handelt sich um geschieferte, sehr glimmerreiche, dunkle Gneise, die manchmal auf dem Hauptbruch einen sericitischen Glanz aufweisen. Je nach der Glimmerart sind verschiedene Varietäten zu unterscheiden. Die *Biotit-Injektionsgneise* sind am besten vertreten. Ihre Hauptkomponenten, in der Reihenfolge ihrer Bedeutung, sind: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit. Es folgen dann die *Zweiglimmer-Injektionsgneise*, die seltener auftreten und die neben den oben erwähnten Hauptkomponenten einen deutlichen Muskowitgehalt aufweisen. Am seltensten sind reine *Muskowit-Injektionsgneise*, die eine Übermacht des hellen Glimmers gegenüber dem Biotit zeigen, in denen aber der letztere nie vollständig fehlt. Der Paracharakter des Altbestandes wird stellenweise durch das häufige Auftreten von Granat, Disthen, Staurolith und Sillimanit unter-

strichen. Besonders granatführende bis granatreiche Biotit-(Muskowit-) Gneise sowie *Sillimanit-Glimmer-Gneise* sind reichlich vertreten. Seltener besteht das Paläosom aus mittel- bis grobkörnigen hellen Gneisen mit zurücktretendem Glimmergehalt: in diesen Gneisen wurden die oben-erwähnten Alumosilikate nie getroffen, der Paracharakter ist also nicht direkt ersichtlich. Es handelt sich jedoch trotzdem kaum um umgewandelte Eruptivgesteine, da Übergänge zum Paramaterial oft in Erscheinung treten. Die Neosomverteilung zeigt alle Übergänge von *Bänder- und Lagengneisen* zu *Adergneisen* und schliesslich zu *nebulitischen Gneisen*. Ob das Neosom autochthone Bildungen, d. h. anatektisch angereicherte Bestände des Ausgangsgesteins darstellt, oder ob es aus grossen Tiefen und aus magmatischen Restlösungen her stammt, ist im Rahmen dieser Arbeit nicht näher untersucht worden. Es sind wohl beide Fälle möglich, wie die zahlreichen Pegmatite, die hier eine z. T. intensive Kontaktmetamorphose bewirkt haben und die sich oft konkordant verästeln und sich in Nebengestein verlieren einerseits, und das Vorhandensein diskordanter Pegmatite neben den Adergneisen andererseits, vermuten lassen. Diese Adergneise werden von den pegmatitischen und aplitisch-granitischen Gängen durchbrochen: ihre Durchaderung ist also älter als die Gänge.

Als *Paragneise* wurden nur diejenigen Gesteine bezeichnet, deren Habitus und Mineralzusammensetzung mit grosser Wahrscheinlichkeit auf ein sedimentäres Ausgangsmaterial zurückzuführen sind. Es sind dies graue, braune bis dunkelbraune Glimmergneise, die meistens Sillimanit oder oft Granat und Disthen führen. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Glimmer, zu denen sich Sillimanit oder Granat, Disthen und z. T. auch Staurolith gesellen. Es konnte keine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der sillimanitreichen und der Granat-Disthen-führenden Typen festgestellt werden. Der Quarz und der Plagioklas bilden feine, flaserige Lagen, welche durch dünne Glimmerschichten voneinander getrennt werden. Diese Disposition bewirkt, dass die Hauptbruchflächen immer mit Glimmer überzogen sind. Letzterer ist zur Hauptsache Biotit, nur selten Muskowit. Der Plagioklas befindet sich teils in den Quarzlagen, teils zusammen mit dem Glimmer in sehr feiner Ausbildung; die Messung der maximalen Auslöschungsschiefe in der Zone [(010) ergab Oligoklas bis Andesin. Stellenweise ist der Feldspat ganz untergeordnet, so dass man nicht mehr von Gneisen reden kann, sondern von *Glimmerschiefern*: sie erhalten vor allem gegen den südlichen Zonen- teil einen mehr hornfelsartigen Charakter, wobei in der Nähe der Kalk-einlagerungen kontinuierliche Übergänge zu Kalksilikatgneisen und

-felsen (mit Granat, Diopsid, neben Quarz, Feldspat und Glimmer) bestehen. In der Gegend von Bugiallo im E sind die Glimmerschiefer z. T. reich an Graphit.

In der unmittelbaren Nachbarschaft des Tonalit-Westendes, z. T. mit diesem verkeilt findet man einen Gesteinskomplex, reich an Sillimanit, mit einheitlichem Paracharakter, welcher auf der Karte von den anderen Gesteinen der Zone abgetrennt und als Sillimanit-Gneis bezeichnet wurde. Es sind meistens braune bis bräunlich-graue Gesteine, in denen man auch von blossem Auge die Sillimanitbüschel erkennen kann; die Textur ist deutlich parallel gerichtet und die Biotitlagen wechseln mit reinen Quarz-Feldspatlagen. Die Bruchflächen parallel zur Schieferung sind immer mit Biotit überzogen. Die Hauptkomponenten sind Quarz, Plagioklas, Biotit und Sillimanit, wobei der letztere hauptsächlich an die biotitreichen Schichten gebunden ist. Die lagenweise Trennung zwischen Quarz-Plagioklas einerseits und Biotit-Sillimanit andererseits ist unter dem Mikroskop noch deutlicher sichtbar. Der Plagioklas ist Oligoklas bis Andesin und bildet stellenweise kleine Augen; er kann auch gänzlich fehlen, und dann weist das Gestein Schiefer-Charakter auf. Untergeordnete Gemengteile sind Muskowit, Chlorit, Granat und Disthen. Die beiden Letztgenannten sind aber stellenweise stark angereichert, so dass man von einem Disthen-Granat-Sillimanitschiefer sprechen kann. Ein sehr schöner und leicht zugänglicher Aufschluss eines solchen Schiefers befindet sich an der Strasse Vellano-Paudo.

Wegen ihrer unmittelbaren Nachbarschaft zum Tonalit sind in diesem Gebiet die Sillimanitgneise und -schiefer sehr wichtig für die Abklärung des Tonalitkontaktes. Näheres über die Kontakterscheinungen ist bei der Besprechung des Tonalitzuges zu finden. Ein weiteres Sillimanitgneis-Gebiet, das von der übrigen Gneismasse der Zone von Bellinzona-Dascio ausgeschieden werden konnte, ist auf der Karte nördlich Sorico bei Bugiallo angegeben. Auch dieses liegt in der unmittelbaren Nähe des Tonalites, aber ein Kontakt zwischen den beiden wurde nicht gefunden. Es sei hier betont, dass sillimanitreiche Gesteine ziemlich oft in der ganzen Zone von Bellinzona-Dascio anzutreffen sind; sie haben aber meistens nur minimale Mächtigkeiten und treten sehr unregelmässig auf. Ihre Ausscheidung von den übrigen Gesteinen der Zone wurde nur dort möglich, wo die Mächtigkeiten es gestatteten. Es wurde auch keine Anreicherung an Sillimanitgesteinen von N nach S, d. h. gegen den Tonalitzug hin festgestellt.

Die *Orthogneise* schliesslich, die, wie bereits erwähnt (Seite 277), nie scharfe Kontakte gegen das Nebengestein aufweisen, sondern all-

mählich in die Injektions- oder Paragneise übergehen, sind hier ziemlich weit verbreitete Gesteine. Es sind relativ helle Glimmergneise, die fast immer den gleichen Mineralbestand aufweisen (Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Glimmer), sich jedoch in der mengenmässigen Verteilung der Komponenten und in der Textur ziemlich stark voneinander unterscheiden. Am meisten verbreitet sind die mittel- bis grobkörnigen *Biotit-* bis *Zweiglimmergneise*, die oft nahezu massiges Aussehen annehmen. Feinkörnige Typen dieser Gesteine wechsellagern immer mit den grobkörnigen, sind aber weniger verbreitet als diese. Die *Aplitgneise* fallen auf durch ihre sehr helle Farbe und durch die dichte, bankige Ausbildung bei sehr geringen Mächtigkeiten und scharfen Abgrenzungen gegen das Nebengestein. Glimmer ist nur spärlich vorhanden, und das Feldspatmaterial besteht aus sehr viel Mikroklin und Plagioklas (Oligoklas bis Andesin). Da wo die Glimmerblättchen die linsen- bis knollenartig angeordneten Feldspat- oder Quarz-Feldspatlagen eng angeschmiegt umgeben, bekommt das Gestein eine flaserige bis augige Textur. Grobflaserige Gneise überwiegen; dünnflaserige Typen werden weniger angetroffen. Die Augengneise treten nur untergeordnet auf. Hornblendegneise sind auch vertreten, aber nur sehr spärlich und ohne scharfe Grenzen gegen den Biotitgneis.

In dieser Hauptmasse von Gneisgesteinen sind zahlreiche Linsen und Lagen von Marmoren, Kalksilikatfelsen sowie Amphiboliten und basischen Metamorphiten eingelagert. Die Marmore und Kalksilikatfelsen des nördlichen Teils der Zone wurden von MITTELHOLZER (1936) eingehend behandelt, worauf hier verwiesen sei.

Die *Marmore* des Südteiles der Zone von Bellinzona-Dascio unterscheiden sich von denen des nördlichen Teiles in der Farbe (vorherrschend weiss), in der Struktur (körnig) und im Mineralbestand. Während im Norden eine sehr starke Variation der auftretenden Mineralkomponenten charakteristisch ist (Glimmer, Diopsid, Quarz, Anorthit, Granat, Skapolith, Hornblende, Strahlstein, Titanit, Graphit etc.), reduzieren sich diese gegen Süden auf drei: Skapolith, Phlogopit und Graphit. Auch treten hier seltener Dolomitmarmore auf als im N-Teil, und reliktsche, unmarmorisierte Kalke oder gar Rauhwaacke, wie sie z. B. in der Valle d'Arbedo, auf den Monti di Laura oder in der Val Viola (alle im N-Teil der Zone) vorkommen, wurden nirgends beobachtet. Das Alter dieser Marmorlinsen lässt sich deshalb nicht angeben, und da sie auch sehr unregelmässig verteilt sind, lassen sie sich nicht in einzelne Züge ordnen. Ihre Verwendung als tektonische Leitelemente ist deshalb in diesem Gebiet unmöglich.

Eine viel grössere Verbreitung als die Marmore und Kalksilikاتفelse haben die *Amphiboliteinlagerungen*. Sie sind meistens mit den Paragneisen verknüpft und als Linsen und Lagen von wenigen cm bis mehreren Metern Mächtigkeit in diesen eingelagert. Sie sind manchmal durch scharfe Grenzen von dem einlagernden Gestein getrennt, manchmal aber leiten sie durch allmähliche Übergänge zu den Para- oder Injektionsgneisen über.

Der Normaltypus der in diesem Gebiet auftretenden Amphibolite wird von einem feinkörnigen *Plagioklasamphibolit* dargestellt, der aus etwa 40—50 % gewöhnlicher Hornblende, 30—40 % Oligoklas und 5—10 % Quarz besteht. Die Hornblende ist fast immer ausgesprochen xenoblastisch ausgebildet, in Körnern von 0,3 bis 2 mm Grösse. Da wo die Körner eine prismatische Ausbildung haben, wird die Struktur des Gesteins nematoblastisch, sonst ist sie gewöhnlich grano- bis diablastisch. Die Textur ist vorwiegend gut kristallisationsschiefzig mit Übergängen zu massigen, seltener zu faserigen Typen. Als Nebengemengteile treten auf: Titanit und Erz: als Übergemengteile: Biotit, Epidot, Zoisit, Granat und Apatit.

Strukturelle und texturelle Unterschiede können lokal zu Varianten dieses Haupttypus führen, so z. B. zu grobkörnigen Amphiboliten (Korngrössen 1—2 cm) oder zu porphyroblastischen Amphiboliten mit bis 2 cm grossen Hornblendeeinsprenglingen in einer feinen Grundmasse von Plagioklas, Quarz und Hornblende. Diese porphyroblastischen Amphibolite sind immer massig und die Hornblendeeinsprenglinge sind xenomorph poikiloblastisch ausgebildet. Besonders häufig treten die *Bänderamphibolite* auf, vor allem im südlichen Teil der Zone von Bellinzona-Dascio und in den Sillimanit-Paragneisen, die mit dem Tonalitwestende verkeilt sind, von wo auch die Fig. 3 stammt. Wie auch aus dieser Figur z. T. ersichtlich ist, erhalten die Gesteine durch den unregelmässigen Verlauf des Akyrosoms, welches bald linsenartig eingeschnürt, bald ptygmatisch quer zur Schieferung verläuft, einen etwas unruhigen Charakter. Aus einem völlig konkordanten Akyrosomband kann plötzlich eine diskordante, zackige Lage des Gesteins durchbrechen, um etwas weiter wieder in einem konkordanten Band einzumünden. Auch die linsenartige Einschnürung bzw. Ausbuchtung der hellen Bänder sind sehr geläufige Erscheinungen, wobei die Schieferungsflächen des Kyriosoms um die Akyrosomlinsen enger geschart sind als um die Einschnürungen desselben. Diese Anordnung lässt den Gedanken an eine „in situ“-Bildung des Akyrosoms aufkommen, der im cm- bis dm-Bereich aus dem ursprünglichen Ausgangsgestein „ausgeschwitzt“ wurde. Die enger ge-

scharten Stellen wurden stärker ausgepresst und gaben mehr leukokrates Material ab, welches sich in den Linsen angereichert hat. Die weiter gescharten Stellen wurden weniger stark ausgepresst, weshalb die dazwischen verlaufenden Einschnürungen weniger Material erhalten haben. Bei einer Feldbegehung im Frühling 1955 nahm Professor LAVES (der die oben skizzierte Vermutung äusserte) zwei Amphibolitproben von den mit A und B bezeichneten Stellen der Fig. 3. Entspricht diese Überlegung dem tatsächlichen Verlauf der Anatexis, so müsste die Probe von der Stelle mit enggescharten Schieferungsflächen basischer als die von derjenigen mit weitergescharten sein.

Die beiden Proben wurden in freundlicher Weise von Prof. J. JAKOB mit folgendem Resultat analysiert:

Probe A				Probe B			
SiO ₂	46,10	si	99	SiO ₂	46,86	si	100
Al ₂ O ₃	15,78	al	20	Al ₂ O ₃	16,15	al	21
Fe ₂ O ₃	4,31	fm	35	Fe ₂ O ₃	3,68	fm	38
FeO	5,80	c	35	FeO	5,79	c	31
MnO	0,24	alk	10	MnO	0,24	alk	10
MgO	5,45	k	0,15	MgO	6,44	k	0,27
CaO	15,17	mg	0,50	CaO	13,20	mg	0,55
Na ₂ O	4,00	ti	2,3	Na ₂ O	3,31	ti	2,5
K ₂ O	1,05	Q	21,4	K ₂ O	1,93	Q	23,2
TiO ₂	1,45	L	38,6	TiO ₂	1,49	L	38,9
P ₂ O ₅	0,00	M	40,0	P ₂ O ₅	0,00	M	37,9
+ H ₂ O	0,71	π	0,34	+ H ₂ O	1,04	π	0,37
- H ₂ O	0,01	γ	0,41	- H ₂ O	0,03	γ	0,34
Total	100,07			Total	100,16		

Kata-Molekularnormen

Or	6,2	oder	Or	6,2	Or	11,2	oder	Or	11,2
Ab	30,7		Ab	36,0	Ab	27,5		Ab	29,7
An	22,2		An	22,2	An	24,0		An	24,0
Ne	3,2		Wo	21,1	Ne	1,3		Wo	16,6
Cs	16,1		Hy	6,4	Cs	12,5		Hy	6,9
Fa	4,8		En	14,7	Fa	5,2		En	17,9
Fo	11,3		Mt	4,5	Fo	13,4		Mt	3,9
Mt	4,5		Ru	1,0	Mt	3,9		Ru	1,0
Ru	1,0			112,1	Ru	1,0			111,2
			- Q	12,1				- Q	11,2
	100,0			100,0		100,0			100,0



Fig. 3. Bänderamphibolite aus der Val Riscera, oberhalb Carmena.
Mit A und B sind die Stellen der analysierten Proben bezeichnet.

Wie ersichtlich, ist Probe B nicht ärmer an normativen Feldspatverbindungen; die Summe der leukokraten Komponenten $Or + Ab + An + Ne$ ist im Gegenteil für A um 1,7 grösser als für B. Da die Hornblende der Amphibolite jedoch Al-haltig ist, so muss ein beträchtlicher Teil des normativen Al wie auch der Ne darin enthalten sein, so dass zur Beantwortung der aufgeworfenen Frage nicht einfach die Gehalte an normativen Feldspäten verglichen werden dürfen. Da die genauere Zusammensetzung der Hornblende nicht bekannt ist, können somit keine genaueren Schlüsse gezogen werden. Immerhin dürfte feststehen, dass die Unterschiede nur gering sein können.

Durch Serienanalysen, sowohl vom melanokraten wie auch vom leukokraten Material, liesse sich die chemische Variation innerhalb der beiden Bereiche besser charakterisieren, so dass die Beziehungen zwischen Akyrosom und Kyriosom studiert werden könnten. Es wäre dies jedoch eine Aufgabe, welche über den Rahmen der vorliegenden Untersuchung hinausgreifen würde.

Das Akyrosom besteht aus aplitisch-pegmatitischem Material, mit Plagioklas und Quarz als Hauptgemengteile. Der Plagioklas überwiegt mengenmässig stark (bis zu 75 %), und seine Zusammensetzung (25–35 % An) entspricht derjenigen eines basischen Oligoklases oder eines sauren Andesins. Er ist oft zersetzt unter Bildung von Sericit oder Saussurit.

Neben Plagioklas und Quarz können oft grössere Porphyroblasten oder kleinere Fetzen von Hornblende auftreten. Diese sind stark poikilitisch durch Quarztropfen durchspickt und weisen meistens einen buchtig-lappigen Rand auf, von dem auch kleine Stücke losgebrochen sind. Seltener treten folgende Mineralien auf: Biotit, Titanit, Erz, Epidot, Apatit und Granat. Die Struktur des Akyrosoms ist granoblastisch, während diejenige des Kyriosoms nemato- bis diablastisch ist. Die Textur ist meist kristallisationsschief, stellenweise auch massig.

Ausser den bis jetzt besprochenen Plagioklasamphiboliten können durch Anreicherung der Übergemengteile auch Amphibolitvarianten mit anderer Mineralzusammensetzung auftreten. Sie sind aber nur spärlich vorhanden und sind praktisch nie scharf von dem umgebenden Gestein abzugrenzen. Am häufigsten findet man den *Granatamphibolit*, der fast immer als Schlieren in den Plagioklasamphiboliten auftritt. Er ist oft in der Nähe der aplitisch-pegmatitischen Adern anzutreffen, welche die Amphibolite durchsetzen. Mengenmässig bestehen die Granatamphibolite aus etwa 40–50 % gemeiner grüner Hornblende, 25–35 % Plagioklas (Oligoklas-Andesin), 5–10 % Quarz und 5–10 % Granat nebst übrigen Gemengteilen (Biotit, Titanit, Epidot und Erz). Der Granat schwankt in der Grösse zwischen 0,5 und 5 mm und ist rosarot gefärbt: zeigt manchmal Kelyphitränder. Die grösseren Körner sind etwas gerundet und poikiloblastisch ausgebildet, während die kleineren Körner meist idiomorphe Formen aufweisen.

Die *Epidot-* und *Zoisitamphibolite* sind nur selten anzutreffen, hingegen spielen die *flaserigen Strahlstein-Plagioklasamphibolite* eine gewisse Rolle bei der Metamorphose ultrabasischer Gesteine. Sie bilden gewöhnlich die Randzonen von Peridotitlinsen und -stöcken und sind auch in der unmittelbaren Nähe des Tonalites zu finden, so z. B. in der Nähe der Alpe Pisciarotundo, auf dem Grat südlich der Geserohütte oberhalb Al Laghetto oder bei Dolo oberhalb Sorico. Diese Gesteine zeigen eine glomerogranulare Struktur, wie sie A. SPICHER aus dem Gebiet des oberen Val d'Isone beobachtet hat (1940, 61), wobei die leukokraten Gemengteile granoblastisches bis granoklastisches, die melanokraten jedoch nematoblastisches bis diablastisches Gefüge aufweisen. Die leukokraten Komponenten sind zum grössten Teil Plagioklas mit wenig Quarz, in charakteristischen weissen Fasern zusammengeballt, die im Handstück ein zuckerkörniges Aussehen haben. Die Korngrösse schwankt zwischen 0,1 bis 1,2 mm. Die Messung der maximalen Auslöschungsschiefe in der Zone $\perp (010)$ ergab für die Plagioklase eine Zusammensetzung von ca. 40–45 % An. Die feinstengelige Hornblende, die im Mikroskop farb-

los bis leicht grünlich gefärbt erscheint, bildet filzige Fasern oder Knoten, welche durch die Verwitterung an der Oberfläche herauspräpariert sind. Die ganze Oberfläche erhält dadurch einen knotigen Aspekt, ähnlich den verwitterten Augengneisen. Als Übergemengteile treten Titanit, Apatit und Erz auf; gelegentlich führt das Gestein auch stark poikiloblastischen Granat und Anthophyllit. Übergänge zu Typen mit gleichmässig verteilten Komponenten oder zu Strahlsteinschiefern wurden, wenn auch nur selten, beobachtet.

Die ultrabasischen Metamorphite sind in der Zone von Bellinzona-Dascio ebenfalls ziemlich gut vertreten. Sie kommen linsen- oder stockartig vor und sind meistens von Amphibolitmassen umschlossen. Die bekanntesten Vorkommen sind die der Ganna Rossa an der Landesgrenze, von Cadolcia nördlich des Corno di Gesero (wo am Peridotit-Amphibolit-Kontakt Strahlsteinschiefer mit Korund und Disten zu finden sind), südlich Alpe Albionasca, in der Valle Roggiasca, oberhalb Dascio im Meratal und südlich Monte Piaghedo. Es sind meistens innig miteinander vergesellschaftet folgende Typen feststellbar: Olivinfels, Hornblendefels, Augitfels, Diallagfels, Olivin-Diallagfels, Strahlsteinschiefer und wenig Serpentin. Es sind dies mit grosser Sicherheit vortonalitische, ultrabasische Eruptivgesteine, die nachträglich umgewandelt wurden, und es kann daher der Schluss gezogen werden, dass zum mindesten die Amphibolite, die mit ihnen im Zusammenhang stehen, ebenfalls Orthonatur haben müssen. Für die Amphibolite, die im Injektionsgneis oder Orthogneis eingelagert sind, ist die Natur des Ausgangsmaterials nicht klar, während für diejenigen, die in Wechsellagerung mit sicheren Paragneisen stehen, eine Paranatur angenommen werden darf. Über das Alter der Amphibolite und ultrabasischen Metamorphite kann man wie bei den Marmoren nichts Genaueres aussagen. Die Kontakte zu den umliegenden Gesteinen sind tektonisch. Man kann lediglich sagen, dass die ultrabasischen Stücke eruptiver Natur vor- oder synorogenes Alter haben können. Da sie meistens grosse Ähnlichkeiten zu denjenigen ultrabasischen Metamorphiten aufweisen, welche von E. DAL VESCO (1953) beschrieben wurden und welche z. T. sicher posttriadisch sind, kann man auch im vorliegenden Falle dieses Alter als sehr wahrscheinlich annehmen.

4. Die Tonaleserie

Südlich des Tonalitzuges folgt die sog. Tonaleserie, die zum Teil im Kontakt mit dem Augengneisrand des Tonalites steht und deshalb

wichtige Beziehungen zu diesem aufweist. Es handelt sich um einen 100 bis 300 m mächtigen Komplex, der tektonisch wohl einheitlich gebaut ist, dessen einzelne Elemente aber ziemlich heterogen sind. Die meistens steil nördlich fallende Serie besteht zur Hauptsache aus Glimmerschiefern, in denen ganz charakteristische Einlagerungen von aplitischen und pegmatitischen Gneisen, von Marmorschmitzen und von zahlreichen Amphibolitlinsen auftreten. Am mächtigsten entwickelt ist die Tonaleserie oberhalb Alpe Zoccaccia im Liotal und bei Dubino im unteren Meratal. Im Valle Morobbia und im E ist sie schmaler, während zwischen Dosso Liro und Caino, wo die Triaskalke direkt im Kontakt mit dem Tonalitzug stehen, die ganze Serie verschwunden ist; sehr wahrscheinlich wird sie von den Triasmassen überlagert. Die *Biotit-* bis *Zweiglimmerschiefer* sind, wie bereits erwähnt, die verbreitetsten Gesteine der Tonaleserie. Sie bestehen aus Biotit, Muskowit, Quarz, z. T. mit Granat, Staurolith und seltener mit Sillimanit. Meistens überwiegt der Biotit in der Zusammensetzung, so dass sie dunkelgefärbt erscheinen. Wo Muskowit oder Sericit überhandnehmen, werden die Gesteinsfarben heller. Übergänge zu Quarzphylliten und zu Biotitgneisen, manchmal mit feinen Feldspatäugen, sind zu beobachten.

In dieser Hauptmasse eingelagert, befinden sich zahlreiche helle, *aplitisch-quarzitische Gneise*, hie und da glimmerreich, manchmal in Glimmerquarzit übergehend. Reine Quarzlagen sind oft anzutreffen und können Mächtigkeiten bis zu 40–50 cm annehmen. Ebenso zahlreich sind die Amphiboliteinlagerungen, die von cm-Dicke bis zu 3–5 m Mächtigkeit aufweisen. Es sind hauptsächlich *Plagioklasamphibolite*, ähnlich denjenigen der Zone von Bellinzona-Dascio, von granoblastischer bis nematoblastischer Struktur, mit Oligoklas bis Andesin, der im Schliff gelegentlich etwas unfrisch aussieht. Auch *Bänderamphibolite* sowie *Granatamphibolite* wurden getroffen, hingegen aber nirgends flaserige Strahlsteinamphibolite. Olivinfels und Serpentin, die im E für die Tonaleserie charakteristisch zu sein scheinen (CORNELIUS, 1930, 251), wurden hier nicht gefunden. Ebenfalls seltener als im E findet man hier *Marmorschmitzen* eingelagert. Es handelt sich entweder um reinen, grobkörnigen, oft zuckerkornartigen, weissen Marmor, oder um graue bis schwarze, feinkörnige Kalke mit viel Kieselmaterial und mit pegmatitischen Schlieren. Über das Alter dieser Marmore lässt sich aus den gemachten Beobachtungen für die ganze Strecke von Giubiasco bis Sorico nichts Bestimmtes aussagen. Die ganze Tonaleserie ist mehr oder weniger stark tektonisch beansprucht und von Mylonitzonen in allen Richtungen durchzogen. Diese Beanspruchung nimmt gegen S allmählich zu und endet

in einer intensiven Störungszone, die über weite Strecken gut verfolgbare ist. Es ist dies die sogenannte

5. Iorio-Tonale-Linie

eine der markantesten Dislokationszonen der Alpen. Sie wird von verschiedenen Autoren auch als „Insubrische Linie“ bezeichnet. Es handelt sich um eine etwa 2 km breite Dislokationszone, innerhalb derer die Gesteine stark kataklastisch bis mylonitisch beansprucht worden sind. Sie beeinflusst die Tonaleschiefer weniger als die nach S anschliessenden Gesteine der insubrischen Zone. Gut aufgeschlossen ist sie bei der Morobbiabrücke von Carmena und im Val die Prada, etwa 500 m talaufwärts vom Weg Carena-S. Iorio.

Die Zone beginnt bei Camorino in der Magadinoebene (allerdings daselbst nicht aufgeschlossen), folgt ein Stück weit dem Südhang des Morobbiatales über die Aufschlüsse östlich der Terrasse von Margnetti, mit einem allgemeinen Streichen von ca. N 80° E, steigt in die Schlucht hinunter und bestimmt auf ca. 1 km Distanz den Flusslauf der Morobbia. Nach der Schlucht streicht sie weiter in E-W-Richtung auf dem Nordhang des Morobbiatales, teilweise durch Moränen verdeckt, bis zum Bach westlich Vellano und zum Riscera-Tal, wo unterhalb der Strasse wiederum das chaotische Bild der Störung sichtbar wird. Weiter östlich zieht die Störungszone bald unter Moränenbedeckung, bald in den Seitentälern der Morobbia aufgeschlossen, in Richtung Carena weiter und überquert kurz vor dem Dorfeingang die Strasse und das Val Prada an der bereits erwähnten Stelle. Hier tritt ein neues Element hinzu, das mit der Iorio-Tonale-Linie eng verbunden ist: die eingekeilte *Triasserie von San Iorio-Sasso Pello*. Es stellt das westliche Ende einer Triaslinie von ca. 5 km Länge dar, die in verschiedenen Seitentälern der Morobbia aufgeschlossen ist, so dass man sie bis zum San-Iorio-Pass verfolgen kann. Es treten wohl auch weiter westlich vom Val die Prada gelegentlich schwächere Linsen von Marmor und dunklen, kieseligen Kalken auf, aber sie sind nicht mit Sicherheit von den Einlagerungen der Tonaleserie selbst zu unterscheiden. Wie die zwei Detailprofile der Fig. 4 zeigen, ist die Trias hier mit den angrenzenden Gesteinen verkeilt und verschuppt, so dass die gewaltige Mächtigkeitszunahme (ca. 150 m) im Val di Ruscada, nur etwa 800 m weiter östlich, sehr wahrscheinlich durch tektonische Repetition zu erklären ist, wie dies bereits von CORNELIUS (1930, 212) angetönt wurde. Dieser Autor sowie auch KNOBLAUCH (1939, 72) haben anhand von lithologischen Vergleichen mit der Trias der oberost-

alpinen Decken Graubündens und der Südalpen eine Einteilung in einzelne Altersstufen angegeben, die durch Zusammenstellung mehrerer Profile gewonnen wurde, da keiner der vorhandenen Aufschlüsse eine vollständige Schichtfolge enthält. Es sind dies, von unten nach oben aufgezählt: Norien, Carnien, Ladinien, Anisien und Werfénien. Brauchbare Fossilien wurden nicht gefunden. Nur im grossen Aufschluss von Alpe Giggio im oberen Morobbiatal sind in den dünnplattigen, dichten, graublau verwitterten Kalkgesteinen unbestimmbare Lunachellen zu

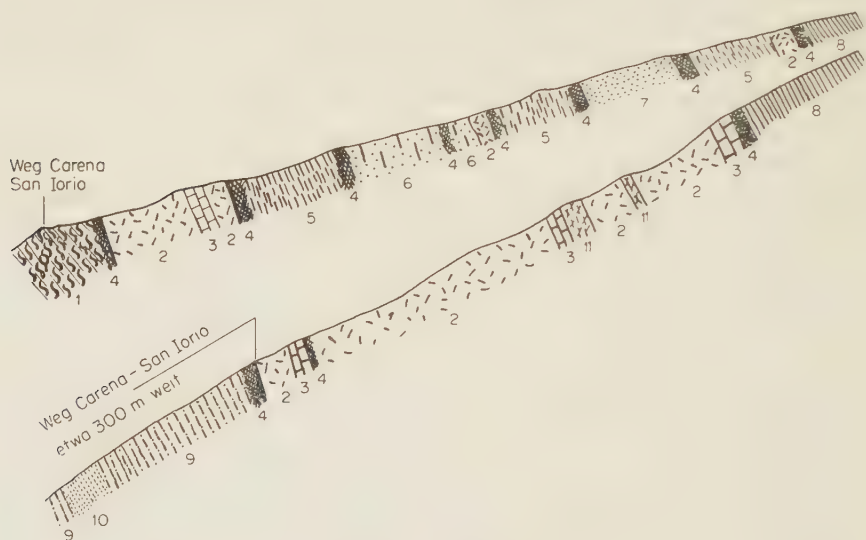


Fig. 4. Die Verteilung der Rauhacke mit den Mylonitgesteinen der Iorio-Tonale-Linie im Val di Prada (oben) und im Val di Ruscada (unten). Masstab ca. 1:2000.

1. Feinflaserige, geschieferte, helle Orthogneise mit Biotitgneisen und aplitischen Muskowitgneisen wechsellagernd
2. Rauhacke
3. Dolomit
4. Stark zermalnte Ruschelzonen
5. Chlorit-Glimmerschiefer, meist stark zertrümmert und verfaltet
6. Ultrabasische Einlagerung: dunkelgrüner Serpentin mit Chrysotillagen und Olivin-Strahlsteinfels-Schlieren
7. Massiger, feinkörniger, hellgrünlicher Strahlsteinfels
8. Grossblättrige Glimmerschiefer mit aplitischen Lagen, zur Tonale-Serie gehörend
9. Graue Glimmerschiefer
10. Grünlicher, aplitischer Muskowitgneis
11. Dunkelgrüne, stark mylonitisierte kristalline Schiefer (wahrscheinlich zur Tonale-Serie gehörend)

finden. Lithologisch bestehen die Triasschichten hauptsächlich aus Dolomit, der bald hellgraue, bald gelblich- bis rötlichgraue Farbe hat, in der karnischen Stufe jedoch fast schwarz ist. Die Rauhwacke ist etwas weniger stark entwickelt, aber sie stellt durch ihre löchrige Erscheinung das auffallendste Gestein der ganzen Serie dar. Besonders schön und leicht erreichbar sind die Aufschlüsse der oben erwähnten Täler Prada und Ruscada. Dunkle Kalke mit Schlieren und Linsen von gelb-rötlichem Dolomit oder mit Calcitadern sind charakteristisch für die ladinische Stufe, während die marmorisierten Kalke als Schmitzen und Schlieren in den dunkelgrünen Muskowitchloritschiefern und in den Serizitquarziten der Werfénien-Schichten eingelagert sind. Verrucano-Konglomerate wurden durch CORNELIUS (1930, 218) und REPOSSI (1916, 18) aus der Gegend westlich Belmonte im Liro-Tal und aus der Umgebung von Dosso del Liro bekannt. Sie sind eine westliche Fortsetzung des Vorkommens von Dubino. Faziell hat die Iorio-Trias nach CORNELIUS (1930, 273) enge Beziehungen zu derjenigen des Grignagebietes in den Südalpen, westlich des Comersees.

Verfolgt man die Iorio-Tonale-Linie weiter nach E, so findet man sie in den sich folgenden Bachrinnen und Tälern bis in der Gegend von Croveggia di Fossada aufgeschlossen. Von da an verschwindet sie unter der Moränen- und Schuttbedeckung, um erst östlich von Alpe Giggio zum Vorschein zu kommen. Dort ist auch das mächtigste Triasvorkommen diesseits der Landesgrenze aufgeschlossen, dessen nördlichste, hellgelbliche Dolomite stark brekziös zertrümmert sind und Lagen von mylonitischen Glimmerschiefern einschliessen. Die anschliessenden Tonaleschiefer sind am Kontakt mit dem Trias gänzlich zermalmt und enthalten ebenfalls eingeknetete Dolomitbrocken, so dass die ganze Zone hier einer etwa 20 m mächtigen Reibungsbrekzie entspricht. Aus der Moränenüberdeckung des obersten Talstückes tritt am Iorio-Pass nur eine schwächliche Dolomitlinse heraus, der winzige Rest der mächtigen Trias, die sehr rasch auskeilt und kurz nach der Landesgrenze gänzlich verschwindet. Eine gute Reihe von Aufschlüssen gestattet indessen die Verfolgung der Störungszone, und bald setzt oberhalb Alpe Zoccaccia die Trias wieder ein. Sie ist hier im Süden von Verrucano begleitet und wiederum mit den Tonalesschiefern verkeilt. Die Aufschlüsse westlich Belmonte, die Verrucano führen, wurden bereits erwähnt. Die Moränen- und Schuttbedeckungen lassen dann die Störung wieder verschwinden (mit Ausnahme der Aufschlüsse im Val del Dosso und Val d'Inferno), bis sie wieder kurz unterhalb Livo zum Vorschein kommt. In diesem Abschnitt erfasst sie nicht nur die mächtigen Triasdolomite des Sasso

Pelo, sondern auch den Südrand des Tonalitzuges, der hier in die unmittelbare Nachbarschaft der Trias zu stehen kommt. Auf die Erscheinung an diesem Kontakt und ihre Bedeutung wird später, bei der geologischen Beschreibung des Tonalitzuges, eingetreten. Die Triasmächtigkeit ist hier gewaltig (die Felswände des Sasso Pelo sind weithin über den Comersee sichtbar), aber lithologisch ziemlich eintönig. Lediglich an ihrem Südrand findet man auf dem Weg von Domaso nach Livo Aufschlüsse von feinblättrigen, gelbbraunen bis hellvioletten Schiefern, die von CORNELIUS (1930, 219) dem Verrucano zugeschrieben werden. Sonst ist überall nur ein Dolomitgestein zu finden, hauptsächlich hellgrau gefärbt, gelegentlich dunkler und bituminös, im allgemeinen stark zertrümmert. Das Ausmass dieses Vorkommens ergibt sich aus der Angabe seiner Dimensionen: Im Grundriss ist es an der breitesten Stelle über Naro über 1 Kilometer breit, während das Profil vom Gipfel des Sasso Pelo (910 m ü. M.) bis zu den Aufschlüssen an der Strasse entlang dem Comersee (208 m ü. M.) einen Höhenunterschied von ca. 700 m aufweist. Ob diese grosse Mächtigkeit ähnlich wie die der Rauhwacke im Val die Ruscada durch tektonische Häufung entstanden ist, konnte nicht abgeklärt werden, da in den relativ spärlichen Aufschlüssen (dichte Buschbewachung und Dolomitschutt) keine Schiefereinlagerungen gefunden wurden.

Gegen E verschwindet die Trias unter den Alluvionen des Comersees, um sehr wahrscheinlich auf der anderen Seite des Meratales im Vorkommen oberhalb Dubino ihre Fortsetzung zu finden. Gegen W ist sie schon im Val d'Inferno gänzlich verschwunden, da dort die Injektionsgneise der Zone von Bellinzona-Dascio direkt an die Glimmerschiefer des Seengebirges angrenzen.

In bezug auf die Iorio-Tonale-Linie sind schon die verschiedensten Ansichten geäussert worden. Aus der eingehenden Besprechung, die CORNELIUS (1930, 281) diesen Auffassungen widmet, soll hier nur eine kurze Aufzählung der verschiedenen Deutungsmöglichkeiten und ihrer hauptsächlichsten Verfechter angegeben werden:

1. Deutung als gewöhnlicher Senkungsbruch (C. DIENER, W. SALOMON).
2. Die Deutung als Narbe zwischen zwei Gebirgsmassen (C. SCHMIDT, ZYNDEL, L. KOBER).
3. Die Auffassung als Überschiebung gegen N (P. TERMIER, E. SUESS, R. STAUB).
4. Als Überschiebungsfläche einer Bewegung gegen S (A. SPITZ).
5. Die Deutung als Trennungsfläche zwischen horizontal gegeneinander bewegten Gebirgstteilen (O. AMPFERER).

Es sind wohl verschiedene Argumente für und gegen diese Deutungsmöglichkeiten vorhanden; auf sie einzugehen gehört nicht in den Rahmen dieser Arbeit. Es sei hier nur auf eine Erscheinung hingewiesen, die CORNELIUS in seiner Arbeit (1930, 267) beschreibt und auf Seite 286 als Argument für die Deutung der Iorio-Tonale-Linie als Überschiebung gegen S benützt, nämlich auf die Verschiebungsflächen im Tonalit, deren Nordflügel stets über den südlichen hinaufgeschoben ist. Es sind dies wohl lokale Erscheinungen, welche aber durchaus nicht die Regel für das ganze Gebiet darstellen. Es wurden auch entgegengesetzte Bewegungsrichtungen festgestellt, und im Gebiet von Biscia und Marmontana, wo die Tonalitaufschlüsse gut sind, wurden von Ort zu Ort immer andere Richtungen beobachtet, auch solche mit einer Überschiebung von E nach W oder umgekehrt. Diese Erscheinungen sind wohl auf lokale Anpassungen des Gesteinskörpers an die verschiedenen Differentialbewegungen innerhalb desselben zurückzuführen.

6. Die insubrische Zone

Sie ist das Gebiet, das südlich an die Iorio-Tonale-Linie anschliesst. Die Gesteinsmannigfaltigkeit ist auch hier gross, genau wie in der Zone von Bellinzona-Dascio. Man findet von den Paragneisen bis zu den Misch- und Orthogneisen alle möglichen Übergänge. Charakteristisch für diese Zone aber ist das fast vollständige Zurücktreten von Injektionserscheinungen und von Marmoreinlagerungen. Ebenfalls charakteristisch, wenigstens für das Gebiet diesseits der Landesgrenze, scheint das Auftreten von Strukturen zu sein, die quer zur E-W-Richtung der Iorio-Tonale-Linie streichen oder ganz allgemein einen sehr raschen Richtungswechsel von Meter zu Meter aufweisen (Schlingentektonik), im Gegensatz zur Struktur der Zone von Bellinzona-Dascio mit ihrem durchwegs parallelen E-W-Verlauf. Amphiboliteinlagerungen findet man gegen den Nordrand der Zone: sie nehmen gegen S ab, ebenso die ultrabasischen Metamorphite.

Die einzelnen Gesteinstypen wurden von M. REINHARD (1939), R. BÄCHLIN (1937) und A. SPICHER (1940) beschrieben, so dass hier nicht mehr darauf eingegangen zu werden braucht. Auf eine durchgehende kartographische Ausscheidung dieser Gesteinstypen wurde aus den gleichen Gründen wie die bei der Beschreibung der Zone Bellinzona-Dascio angeführten (Seite 277) verzichtet. Nur die Amphibolite und ultrabasischen Metamorphite wurden auf der Karte besonders angegeben; alle anderen Gesteine wurden zusammengefasst.

II. Teil

Der Tonalit

Kapitel I

GEOLOGIE DES TONALITZUGES

I. Geologisches Auftreten

Der Tonalit von Melirola verläuft auf seiner ganzen Erstreckung zwischen der Zone von Bellinzona im Norden und der Tonale-Serie im Süden. Diese beiden Zonen sind seine ständigen Begleiter auf der ganzen Strecke von Giubiasco bis zum Comersee, mit der einzigen, bereits Seite 290 erwähnten Ausnahme in der Gegend von Livo, wo er im S an die Triasdolomiten angrenzt. Sein Streichen ist ziemlich konform dem allgemeinen E-W-Verlauf der angrenzenden Zonen. Auch die mehr oder weniger ausgeprägte parallele Textur des Gesteins weist die gleiche Richtung auf, so dass man von einem Tonalit*zug* sprechen darf. Zum Tonalit*zug* im weiteren Sinne werden in der Folge nicht nur die gneisigen Tonalitvarietäten, sondern auch der ihm im S begleitende Augengneis gerechnet. Dieser wird als Randfazies des Tonalites aufgefasst, wofür die Gründe anlässlich der petrographischen Beschreibung gegeben werden sollen. Der Tonalitkörper besitzt nirgends auf der studierten Strecke Stock-Charakter, auch dort nicht, wo er am mächtigsten entwickelt ist. Diese grösste Mächtigkeit erreicht der sonst ziemlich schmale Tonalit*zug* in der Gegend von Cima di Cugn–Marmontana–Toresella, an der Landesgrenze, wo zwischen der N- und der S-Grenze eine Distanz von ca. 1,5 km festzustellen ist. Auf dem Gipfel der Marmontana (2316 m ü. M.) bildet der Tonalit auch den höchsten Punkt des ganzen Gebietes, während der tiefstgelegene Aufschluss im unteren Meratal auf etwa 200 m ü. M. zu finden ist. Rein morphologisch kommt die tonalitische Beschaffenheit der drei genannten Berggipfel in der Abrundung ihrer Formen zum Ausdruck, welche sich von den zackigen und unruhigen Spitzen des benachbarten Corno di Gesero stark unterscheiden.

Einen guten Eindruck über die Struktur des Tonalit*zuges* in diesem Gebiet erhält man auf dem Weg von Alpe d'Albionasca nach Cima di Cugn. Etwa 800 m nördlich von Alpe d'Albionasca trifft man helle Biotitgneise, schwach ophtalmitische Orthogneise und dunkle Biotit-Chlorit-Gneise in Wechsellagerung mit Bänderamphiboliten, also Gesteine der

Zone von Bellinzona-Dascio, die hier in Richtung NE-SW streichen und mit etwa 65° nach NW fallen. Die Kontaktzone zum anschliessenden Tonalit ist hier nicht aufgeschlossen, jedoch sind die beiden Gesteinsarten in der unmittelbaren Nähe des vermutlichen Kontaktes kataklastisch bis mylonitisch beansprucht, so dass man mit einem mechanischen, verursachten Kontakt rechnen darf. Wenige Meter weiter südlich ist der Tonalit schon ganz gesund, obwohl noch stark zerklüftet. Er weist eine leichte parallele Textur auf, wird aber in der Gegend der Höhenlinie 1890 fast massig. Weiter nach S wird er wieder etwas schieferig. Die Korngrösse nimmt immer mehr ab, je näher man dem S-Kontakt kommt. Wenig unterhalb der Cima di Cugn wird der Tonalit leicht flaserig, und bald erscheinen kleine Feldspat-Augen, die rasch grösser werden, bis sie einen groben Augengneis ergeben. Dieser weist zahlreiche helle aplitische Adern und Bänder auf, die vollständig konkordant verlaufen und gegen den Südrand stark angereichert sind. Der Kontakt mit den Tonaleschiefern, wenig unterhalb der alten Militärbaracken, westlich vom Grat des Passo di San Iorio, ist sehr scharf und völlig konkordant. Dies ist ein typisches Profil durch den Tonalitzug in dieser Gegend.

Verfolgt man ihn nun weiter nach E und nach W, so stellt man fest, dass beidseitig die Mächtigkeit allmählich abnimmt, gegen das italienische Gebiet rascher als gegen den Tessin. Der Verlauf ist aus der Kartenbeilage ersichtlich. Eine Komplikation macht sich im obersten Teil der Val di Ruscada und der Val di Prada erstmals bemerkbar. Im Val di Ruscada, westlich des Baches in ca. 1550 m Höhe stösst man mitten im Tonalitzug auf eine Linse von dunklen, braunen, stark geschieferten Gneisen, welche den auf Seite 279 beschriebenen Sillimanitparagneisen entsprechen. Die starke Buschverwachsung dieser Gegend gestattet leider keine nähere Beobachtung der Kontaktverhältnisse. Die Mächtigkeit dieser Linse dürfte etwa 40 m sein, auf einer Länge von 300 m. Der Bach im E zeigt ein kontinuierliches Tonalitprofil, durch Hornblendeinsprenglinge etwas porphyrartig aussehend, ohne Spur von Gneiseinlagerung, während im W auf dem Weg von Dosso di Prada nach Alpe Pisciarotundo ebenfalls keine Gneise mehr zu finden sind. Im oberen Val di Prada in ca. 1400 m Höhe trifft man die Paragneislage wieder. Sie hat hier eine Mächtigkeit von ungefähr 60 m und ist im N und im S von der gneisigen, etwas porphyrartigen Tonalitvarietät begrenzt. Der Kontakt mit dem Tonalit ist scharf und konkordant, genau so, wie der Kontakt des Augengneises zu den Tonaleschiefern. Auf dem Weg von Carena nach Alpe Croveggia stellt man eine Mächtigkeitszunahme der Paragneise fest, die hier etwa 120 m beträgt, und im Val di Melera kann man auf einer Strecke von

200 m ein vollständiges Profil der Sillimanitparagneise (oft zu Schiefern werdend) in Wechsellagerung mit Bänderamphiboliten und Biotit-Granatgneisen beobachten. Im N steht diese Serie mit dem gneisigen Tonalit in Kontakt, während man im S in 1050 m Höhe die Randfazies des Tonalites konstatiert, den Augengneis. Der Kontakt ist wieder scharf und konkordant, gleich wie derjenige mit den Tonalesschiefern von Cima di Cugn. Der Tonalitzug ist also hier von seinem randlichen Begleiter, dem Augengneis abgetrennt, und diese Trennung bildet das Charakteristikum des Tonalitwestendes von Val di Melera bis nach Giubiasco.

Vollständige Profile findet man auch noch in der kleinen Bachrinne östlich von Melirolo und in der Val Riscera oberhalb Carmena, wo die Paragneise eine grosse Mächtigkeit aufweisen, während die Augengneise auf etwa 30 m reduziert worden sind. Die Mächtigkeit der Paragneise nimmt auf den Monti di Paudò, oberhalb der Strassenabzweigung nach Paudò, wieder etwas ab, um weiter nach W wieder zuzunehmen, bis sie in die auf Seite 279 besprochene Sillimanit-Paragneis-Serie der Zone von Bellinzona übergeht. Der Tonalitast im N dieser Gneise nimmt an Mächtigkeit rasch ab und wird von ihnen auf den Monti di Paudò wieder in zwei Äste gespalten. Dies scheint auch wenig oberhalb des Dorfes Paudò der Fall zu sein. Zwar ist die Stelle stark bewachsen, aber die Tonalitaufschlüsse kurz vor dem südlichen Dorfeingang und kurz vor dem nördlichen Dorfausgang, die wieder durch Paragneise voneinander getrennt sind, stützen diese Auffassung. Die beschriebenen Tonalitäste in dieser Gegend bilden schwächliche Einlagerungen in der Paragneismasse: es ist also genau die umgekehrte Situation vorhanden wie im Val di Ruscada, wo die Gneise als Einlagerungen in der Tonalitmasse erscheinen. Man findet ausserdem noch andere Tonaliteinlagerungen als cm- bis dm-dicke Linsen oder Lagen, die auf der Karte nicht mehr ausgeschieden werden können, z. B. besonders an der Strasse um Paudò. Sie weisen z. T. eine enge Verknüpfung mit Amphibolitlagen auf und sind meist sehr stark geschiefert; oft sind sie aber sehr frisch und kaum schiefbrig. Die Verfolgung dieser Apophysen und Einlagerungen stösst wegen der intensiven Vegetationsbedeckung auf Schwierigkeiten. Der nördlichste Ast des Tonalites zieht über den Punkt 947,3 oberhalb Paudò bis kurz oberhalb der Strasse durch, wo er zwischen den Sillimanitparagneisen und den grobfaserigen Orthogneisen der Zone von Bellinzona-Dascio verschwindet. Kontakte sind nirgends aufgeschlossen. Der Zweig, den man am weitesten verfolgen kann, ist derjenige, der kurz vor dem S-Eingang im Dorf die Strasse überquert. Man findet ihn wieder oberhalb der alten Abzweigstrasse nach Paudò in einer Wildbachrunse in ca.

650 m Höhe. Der Aufschluss ist schlecht und z. T. bewachsen, so dass man nichts Bestimmtes über die Mächtigkeit des Vorkommens aussagen kann. Die enge Verknüpfung mit den Amphiboliten scheint auch hier aufzutreten. Zwischen der Abzweigstrasse und der Hauptstrasse nach Carena in 600 m Höhe findet man den letzten Aufschluss von Tonalit, den man aber nur mit Mühe als solchen erkennen kann. Er ist hier fast vollständig zu Amphibolit geworden: nur wenige schlierige Partien führen noch Biotit und lassen die Struktur des Tonalites erkennen. In der Fortsetzung dieses Aufschlusses, unterhalb der Strasse nach Carena, findet man nur noch Paragneise: keine Tonalite kommen zum Vorschein. Es ist wegen der lückenhaften Aufschlussfolge schwer festzustellen, ob alle die erwähnten Funde sich in einem durchziehenden Band vereinigen, oder ob es sich um einzelne Linseneinlagerungen in den Paragneisen handelt, ähnlich den erwähnten schmalen Lagen an der Strasse von Paudò.

Die Verfolgung des im Val Melera abgespalteten Augengneiszuges ist leichter, da dieser besser ausgebildet ist und von der Strasse öfter angeschnitten wird als der oben an den steilen Hängen entlang durchziehende Tonalit. Sehr schöne Aufschlüsse findet man kurz vor der Strassenkehre nach Melirola, wo 1955 die Strasse verbreitert wurde. Weiter nach W ist er an zahlreichen Stellen in den Bachrinnen oberhalb und unterhalb der Strasse oder am Strassenrand selbst aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit ist in diesem Abschnitt gering (40 bis 50 m), nimmt aber westlich der Strassenkehren von Vellano wieder bis auf ca. 100 m zu. Eine kleine Verwerfung, die im untersten Talstück des Baches, der von Paudò her kommt, in Richtung NNW-SSE verläuft, verschiebt den Zug um einen kleinen Betrag nach N. Dort ist er zum letzten Male in der Nähe der Strasse zu finden, nämlich bei der Häusergruppe an der Kehre vor dem Dorf Pianezzo. Das westliche Ende ist von der Morobbia angeschnitten und auf einer Länge von über 1 km sehr schön aufgeschlossen. Es sind dies die Aufschlüsse, die man vom Tessintal aus am leichtesten erreichen kann, da sie sich nur wenige hundert Meter ausserhalb von Giubiasco befinden, nahe bei der elektrischen Zentrale am Ausgang der Morobbiaschlucht. Die Mächtigkeit beträgt hier etwa 150 m. Sie überqueren den Hügel, auf dem sich die San-Bartolomeo-Kapelle befindet, verschwindet aber auf der W-Seite des Hügels unter den Anbaufeldern von Margnetti. In der Streichrichtung des Augengneises (N 80° E) findet man an der Strasse von Giubiasco nach Camorino noch einen kleinen Aufschluss, der aber aus Orthogneisen der Zone von Bellinzona-Dascio besteht. Es scheint also, dass auch der Augengneiszug ähnlich wie der Tonalit auskeilt.

Diese Art der Verfingering und Aufspaltung des ursprünglich einheitlichen Tonalitzuges deutet auf ein Auskeilen desselben hin. Ein Untertauchen oder das Steckenbleiben in der Tiefe scheinen weniger wahrscheinlich. Ein Vergleich mit dem Abschnitt Dosso del Liro Livo, wo der Tonalit wirklich in der Tiefe stecken geblieben ist, wirkt überzeugend.

Verfolgt man nun den Tonalitzug jenseits der Landesgrenze nach E, so stellt man fest, dass seine Mächtigkeit rasch bis auf etwa 200—300 m im Val di Dosso abnimmt. In der Gegend südlich Vincino kann man feststellen, dass der Zug hauptsächlich aus Augengneis besteht, während der tonalitische Anteil sehr gering ist. Östlich vom Val di Dosso auf der Flanke des Monte Piaghedo nimmt die Mächtigkeit des eigentlichen Tonalites wieder zu, während sein randlicher Begleiter ungefähr gleich bleibt. Unterhalb der Lokalität Piaghedo erfolgt dann eine Knickung im Streichen des Zuges, der hier eine Richtung von ungefähr $N 45^{\circ} E$ aufweist. Wenig weiter östlich, oberhalb Prennaro, ist das Streichen wieder fast normal ($N 75^{\circ} E$), aber die Mächtigkeit des Tonalitzuges nimmt von neuem ab und der Augengneisanteil überwiegt. Die Aufschlüsse im Val d'Inferno, östlich Prennaro, ergeben eine Mächtigkeit von ca. 200 m, von denen gut vier Fünftel Augengneise und Übergangstypen sind, während nur im N etwas Tonalit zum Vorschein kommt. Es folgt dann auf der linken Talseite des Val d'Inferno bei Brazzo eine Moränenhalde. Der Tonalitzug verschwindet darunter in Richtung $N 97^{\circ} E$ und östlich davon ist er nicht mehr zu finden. Unterhalb der Häusergruppe von Punkt 777 stösst man auf stark injizierte Zweiglimmergneise der Zone von Bellinzona-Dascio. Der Seitenbach des Val d'Inferno, der unterhalb Sinto durchfließt, zeigt einen zwar mangelhaften Profilaufschluss, aus dem man aber doch eindeutig sehen kann, dass er sich auf der ganzen Länge in den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio befindet. Auf dem Weg von Brazzo nach Argesio stellt man fest, dass zahlreiche Amphibolite Anteil am Bau dieses Gebietes haben und zahlreiche Pegmatite die Schichten durchsetzen. Die Pegmatite werden gegen S immer seltener. Allmählich gehen die Gneise durch eine nach S immer intensiver werdende Zertrümmerung und Zerquetschung in eine Mylonit-Zone über, die schlecht aufgeschlossen ist. Sie dürfte ungefähr 40–50 m mächtig sein; erst weiter gegen Argesio wird das Gestein wieder gesund. Es sind hier Glimmer- und Serizitgneise (hie und da etwas granatführend) vorhanden, die auch Amphibolitlagen aufweisen, von denen die mächtigste, bei der Lokalität Traversa, ca. 40 m misst. In diesen Gneisen ist kein Pegmatitgang zu finden. Es besteht also kein Zweifel, die Zone von Bellinzona-

Dascio stösst hier an der Iorio-Tonale-Linie direkt auf das insubrische Gebirge. Der Tonalitzug und die Tonale-Serie sind verschwunden. Nur die Trias, die man auf dem Weg oberhalb Dosso del Liro und nordöstlich von Argesio findet, trennt streckenweise die beiden Zonen.

Zwischen Val d'Inferno und Livo sind es immer die Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio, die aus der reichlich vorhandenen Moränenbedeckung hervortreten: vom Tonalitzug ist keine Spur zu finden. Dieser kommt jedoch plötzlich in den tiefen Wildbacheinschnitten südöstlich von Livo wieder zum Vorschein und besteht hauptsächlich aus Augengneis, ähnlich wie bei seinem Verschwinden im Val d'Inferno. Sein Streichen ist N 88° E. Sehr gut aufgeschlossen ist der Zug wiederum im Valle di Livo, das einen canionartigen Einschnitt aufweist, und was den Tonalitanteil betrifft, wieder an Bedeutung gewinnt. Bei Montecucco auf der Westflanke des Monte di Vercana nimmt die Mächtigkeit des gesamten Zuges, durch die Zunahme des Tonalitanteils, plötzlich zu und erreicht ca. 600 m, wobei nur ca. 150 m auf die Randfazies entfallen. Die Streichrichtung ändert sich und erscheint mit N 70° W nach N abgelenkt. Östlich von Monte di Vercana gestaltet sich die Verfolgung des Tonalitzuges durch die einsetzende üppige Vegetation und durch die Schuttbedeckung etwas schwieriger. Aufschlüsse findet man bei Aurogna und bei Folciano, wo der Augengneis im Schutt verschwindet. Wenig weiter davon weg, im Valle di Gera, findet man nur Tonalit aufgeschlossen. Die Streichrichtung ist hier wieder normal, N 89° E. Bei Sorico sind die Tonalitaufschlüsse fast in der unmittelbaren Nähe der Strasse, im Bachbett zu sehen, und weiter östlich kann man sie am Strassenrand verfolgen. Im Valle di Sorico ist die N-Grenze des Tonalites etwa 500 m weiter südlicher als im parallelen Bachanriss östlich davon, wo die Tonalitaufschlüsse bis hinauf nach Dolo reichen. Die Streichrichtung aber bleibt in dieser scheinbaren Ausbuchtung gleich, nämlich E-W. Nördlich der Mera-brücke reichen die Aufschlüsse bis ans Flussufer, wo man sie mehr oder weniger lückenlos entlang der Strasse nach Dascio verfolgen kann. Etwa 1 km südlich von dieser Lokalität befindet sich die Grenze zur Zone von Bellinzona-Dascio. Der Kontakt selbst ist nicht aufgeschlossen; der Gesteinswechsel erfolgt jedoch ziemlich rasch innerhalb von ca. 10 m. Die nächsten Nachbarn des Tonalites sind gebänderte Granat-Biotitgneise und Amphibolite. Die Gesteine sind an dieser Stelle ziemlich gesund und weisen nur geringfügige Risse und Rutschungen auf.

Die mächtigen Alluvionen des Meratales bedecken auf einer Strecke von über 2 km weiter östlich den Tonalitzug. Erst auf der anderen Seite des Tales, zwischen Spinida und Brugo, kommt er wieder zum Vorschein.

Er hat hier eine Mächtigkeit von etwa 1,5 km und ist von den Tonaleschiefern im S und von den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio im N begleitet. Es ist dies die sichere Fortsetzung des Tonalites von Melirolo. Vergleiche der Beziehungen zu den Begleitgesteinen, der makro- und mikroskopischen petrographischen Beschaffenheit und nicht zuletzt des Chemismus, lassen darüber keinen Zweifel aufkommen.

2. Die Kontaktverhältnisse am N-Rand des Tonalitzuges

Der N-Rand des Tonalitzuges stellt eine Bewegungsfläche dar, die alle Primärkontakte durchwegs verwischt hat. Es wurden keine solchen im untersuchten Gebiet gefunden, dagegen aber sind zahlreiche Kakirit- und Mylonitzonen vorhanden, an denen sich eine mehr oder weniger gut ausgeprägte Diskordanz zwischen den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio und dem Tonalit bemerkbar macht. Man findet sie im obersten Teil des Val Riscera und im Val Melirolo, z. T. aufgeschlossen. Zu den nächsten Seitentälern von Melera und Prada findet man weniger gute Aufschlüsse, aber am Weg auf dem Grat zwischen Alpe Pisciarotundo und Biscia sieht man, trotzdem die Kontaktzone selbst nicht aufgeschlossen ist, dass der Tonalit stark mechanisch beansprucht ist. Am schönsten sind die Mylonitzonen von Biscia aufgeschlossen: eine an der letzten Strassenkehre vor den Militärbaracken und die andere am Gratübergang bei Punkt 2045. Der Tonalit ist hier stärker als die Gneise beeinflusst worden. Interessant ist hier auch der Verlauf des Streichens: während der Tonalit in Richtung N 80° E bei einem Fallen von ca. 75° weiterzieht, streichen die Gneise ungefähr in Richtung WNW-ESE (N 100° E) und fallen im allgemeinen mit etwa 60° ziemlich flach nach N.

Verfolgt man nun diese Gneise immer in der Nähe der Grenze zum Tonalit, so stellt man auf dem Grat zwischen Corno di Gesero und Cima di Cugn eine Richtungsänderung um ca. 20° nach N fest (Streichen ca. N 80° E). Das Fallen wird steiler: um 70—75° nach N. Nach der Überquerung des Weges von Alpe d'Albionasca nach Cima di Cugn, an der Seite 292 beschriebenen Stelle, schwenken die Gneise langsam in eine E-W-Richtung ein, um dann plötzlich wieder mit einem Streichen von N 110° E nach ESE abzubiegen. Sucht man die Gegend westlich des Aufstiegs nach Alpe di Cugn ab, so stösst man auf eine mächtige Mylonitzone zwischen den Gneisen und dem Tonalit, in welcher der Albionasca-Bach sein Bett gefunden hat. Der Tonalit ist ähnlich wie auf Biscia stärker erfasst und in einen grünlichen Grus umgewandelt worden. Gegen W wird die Zertrümmerung allmählich weniger intensiv, kakirit-

artig, um schon nach etwa 30 m vollständig abzuklingen. Die Gneise sind nur randlich stark zertrümmert. Die Mylonitzone verläuft hier in Richtung nach SSE und setzt sich mitten durch die Tonalitmasse hindurch fort (siehe Karte!). Östlich des oben erwähnten Aufstieges nach Alpe di Cugn am Weg von Alpe Rescignaga nach Alpe Scenc ist die Mylonitzone nicht aufgeschlossen, aber die Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio haben ihre Richtung nach N 80° E geändert. Zusammenfassend ergibt die beschriebene Situation zwei Einbuchtungen der Zone von Bellinzona in den Tonalitzug, die eine in der Gegend des Grates unterhalb des Motto Paleta (2200,8), die andere nördlich von Alpe Scenc, bzw. zwei Ausbuchtungen des Tonalitzuges: eine nördlich von Biscia, die andere im Val d'Albionasca.

Noch ausgeprägter sind diese Erscheinungen auf der italienischen Seite des Gebietes, im Valle del Dosso, Valle d'Inferno und Valle di Livo. Nachfolgende Tabelle gibt über Streichen und Fallen der Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio zwischen der Landesgrenze und Gera-Lario Auskunft. Es handelt sich um Mittelwerte aus mehreren Messungen.

Gegend	Streichrichtung von N nach E	Fallwinkel
S. Crestallada	100°	80° N
Cresta, südlich Vincino	108°	70° N
Valle del Dosso	100°	65° N
Caiasco di sotto	85°	70° N
Piaghedo	90°	75° N
Melbra	98°	70° N
Brazzo	110°	65° N
Bollarina	90°	50° N
Livo	88°	55° N
Valle di Livo	80°	65° N
Nordöstlich Argino	88°	70° N
Valle di Gera	90°	70° N

Daraus ist ersichtlich, dass die Gneise nach den Ein- und Ausbuchtungen des Tonalites schwach umbiegen und dass sie in den südlichsten Partien der Einbuchtungen flacher gestellt sind als gewöhnlich. Besonders flach fallen sie in der Gegend zwischen Dosso del Liro und Livo, in dem Teil also, in dem der Tonalitzug verschwindet. Die Grenze zum Tonalit ist auch hier eine Ruschelzone, die in einem Bachtal südlich Vincino, im Valle d'Inferno, südlich Liro und im Valle di Livo aufgeschlossen ist. Zudem kommen die bereits erwähnten Mächtigkeitseinbussen des Tonalites in engeren Partien des gesamten Zuges vor, während der Augengneise

ungefähr gleichen Anteil behält wie auf der ganzen übrigen Strecke. Aus diesen Feststellungen resultiert, dass der Tonalitzug von den Gneisen der Zone von Bellinzona teilweise dachartig überlagert ist. Diese Überlagerung hat sich örtlich verschieden stark ausgewirkt. Sie ist vollständig im Gebiet zwischen Dosso del Liro und Livo, wo die Gneise nicht nur den gesamten Tonalitzug, sondern auch die ganze Tonale Serie überfahren haben und an der Iorio-Tonale-Linie direkt auf das insubrische Gebirge stossen. Aus dem Spiel der unterschiedlich wirkenden Bewegungs- und Widerstandskräfte resultierten die erwähnten Ein- und Ausbuchtungen, wobei Gneise dort, wo sie am weitesten nach Süden vorgerückt sind, eine schwache Knickung im Streichen und eine Flachstellung im Fallen erfahren haben. Dieser Vorstoss der Gneise bewirkt auch, dass durch die Vergrösserung der horizontalen Kraftkomponente der Bewegung die Beanspruchung beider Gesteinsarten grösser wird. Man findet deswegen die intensivsten Mylonitzonen am Rande dieser Ein- und Ausbuchtungen, wie z. B. im Val Riscera, bei Biscia, im Valle del Dosso, Valle del Liro und besonders schön südlich Alpe Cugn, wo sich die Mylonitzone auch in der Tonalitmasse nach SE fortsetzt. Der Betrag der Bewegung dürfte nicht sehr gross sein, da die Verruskelung, im Vergleich mit der an der Iorio-Tonale-Linie, klein, an verschiedenen Stellen, vor allem gegen Dascio, sogar minim erscheint. Ob es sich um eine sekundäre Rutschfläche der Bewegung an der Iorio-Tonale-Linie handelt und ob man es mit einer Überschiebung von N nach S oder mit einer Unterschiebung der Tonalitmasse von S nach N zu tun hat, wie der allgemein angenommenen Konzeption vom Bau der Alpen entspricht, lässt sich hier nicht entscheiden.

3. Die Kontaktverhältnisse am S-Rand des Tonalitzuges

Die südlichen Kontakte unterscheiden sich gründlich von denen im Norden. Der Tonalit geht, wie bereits erwähnt, allmählich in die Augengneise über, die ihn vom Val di Prada bis hinüber ins Veltlin begleiten. Man muss also die Augengneise zur Tonalitmasse zählen, und man hat folglich die Kontaktverhältnisse zwischen diesen und den angrenzenden Tonaleschiefern zu studieren.

Auf der einzigen Strecke, wo der Tonalit vom Augengneis getrennt ist, auf den Monti di Pauto, ist der Kontakt verhältnismässig schlecht aufgeschlossen. Er ist jedoch im Val Melera und Val di Prado gut zu sehen. Es handelt sich um scharfe, konkordant verlaufende Trennungsflächen, die mit Biotit überzogen sind. Es ist beinahe unmöglich, Proben

des Kontaktes zu sammeln, da die beiden Teile beim Schlag mit dem Hammer entlang der Kontaktfläche spalten. Beide Gesteinsarten zeigen kaum Veränderungen entlang den Kontaktflächen; nur die Biotitan-reicherung ist festzustellen. Die Tonalitapophysen und -linsen der Monti di Pauto zeigen im allgemeinen dort, wo sie aufgeschlossen sind, die gleiche Erscheinung. Nur die westlichsten Ausläufer unterhalb Pauto weisen eine merkwürdige Verknüpfung mit den Amphiboliten auf. An der Strasse am N-Ausgang von Pauto ist eine Stelle aufgeschlossen, an welcher man einen allmählichen Übergang vom Tonalit zum Amphibolit innerhalb von wenigen Zentimetern beobachten kann.

Anders sind die Verhältnisse am Kontakt der Augengneise mit den Tonalesschiefern. Wohl verlaufen die Kontaktgrenzen immer konkordant zur Schieferung: sie sind aber nicht immer scharf wie an der Grenze Tonalit-Paragneis, sondern zum Teil aufgelöst in einzelnen dünnen Lagen und Schlieren (Tafel I, Fig. 1) oder als Übergänge vom Para- zum Augengneis entwickelt (Tafel I, Fig. 2, Tafel V, Fig. 9). Die ersten Aufschlüsse der Paragneiseinlagerungen im Augengneis findet man an der Strasse Bellinzona-Carena, im Aufschluss von Pianezzo (siehe Seite 295) und im Strassenanriss kurz vor Val Melirola (Tafel II, Fig. 3). Es handelt sich um konkordante Biotitgneisbänder mit scharfer Kontaktfläche zum Augengneis. Die schönsten Aufschlüsse sind jedoch in den Seitentälern der Morobbia zu finden, nämlich: im Val Melera, kurz oberhalb der Strasse, im Val di Prada und Val Ruscada, am Weg Carena-Alpe Fossada und im Val Fossada am Weg von Alpe Giggio nach Biscia. Ebenfalls schön, jedoch schwer zu erreichen, sind die Aufschlüsse auf der italienischen Seite im Valle d'Inferno, Valle di Livo und auf Monte Vercana. Auf der Karte wurden die Vorkommen im W mit den Sillimanitparagneisen der Zone von Bellinzona-Dascio in Verbindung gesetzt, da man diese bis zu ihrer Auskeilung unterhalb Alpe Pisciarotundo verfolgen kann und sie auch im Val Melera ihre Fortsetzung zu haben scheinen. Auch die anderen Vorkommen, die weiter östlich auftreten, wurden mit der gleichen Signatur angegeben. Man muss sie aber nicht als eigentliche Sillimanitparagneise ansehen und auch nicht als zur Tonale-Serie gehörend, da sie sich von den Schiefern dieser Serie durch einen ziemlich grossen Feldspatgehalt unterscheiden. Sie können wohl aus diesen oder aus jenen entstanden sein: mit Sicherheit kann man dies nicht sagen. Da sie auch nicht überall vorkommen, wurden die einzelnen Aufschlüsse als Linsen eingezeichnet, deren Enden aber willkürlich gesetzt worden sind, da diese im Terrain nicht aufgeschlossen sind.

Die Aufschlüsse der Seitentäler der Morobbia ergeben im allgemeinen

folgendes Profil: Die Tonale-Serie ist am Kontakt mit dem Augengneis immer entweder durch Amphibolit oder durch braunen, plattigen Biotitgneis mit kleinen Feldspataugen (manchmal granatführend bis granatreich) vertreten. Der Kontakt zwischen den beiden Gesteinsarten ist im allgemeinen scharf, jedoch nicht so biotitreich wie die Kontaktfläche zum Tonalit. Die Kontaktfläche ist zudem hier von quergestellten Feldspataugen unterbrochen. Die Feldspataugen verschwinden allmählich gegen S und die Biotitgnese gehen langsam innerhalb 10 bis 15 m in die Glimmerschiefer der Tonale-Serie über oder werden scharf von hellen Muskowitschiefern oder Amphiboliten derselben abgeschnitten. Es scheint, dass hier eine Feldspatisierung der Tonaleschiefer stattgefunden hat. Der Augengneis ist von vielen aplitischen, konkordanten Lagen von wenigen cm Mächtigkeit gebändert. Hie und da findet man Lagen von feinkörnigen Biotitgneisen eingelagert, die oft sehr reich an Granat oder Epidot sind. Es folgt dann plötzlich wieder eine Zone mit Wechsellagerung von Biotit-, Muskowit- oder Zweiglimmergneisen mit Amphibolit- oder Aplitgneislagen, die etwa 15 bis 30 m mächtig sein kann und in der man auch Augengneis-Zwischenlagen findet. Die Kontaktflächen sind gleich wie die oben beschriebenen. Weiter nördlich setzt wieder Augengneis ein, und auch hier trifft man die Einlagerungen von Paragneis. Diese Folge wiederholt sich wohl infolge von Verschuppung noch einmal nach N im Val di Melera und im Val Fossada, während sie in den anderen Tälern nur einmal zu finden ist. Die Augengneislagen im Paragneis führen oft stecknadelkopfgrosse Granatkörner. Die mächtigen Paragneiseinlagerungen sind oft gefaltet und von Knollen und Linsen von Epidot und Strahlstein durchspickt. Die dünneren Lagen von Biotitgneis im Augengneis zeigen zahlreiche Feldspataugen, die zum Teil an der Grenze zwischen den beiden Gesteinen quer gewachsen sind. Meistens keilen diese Bänder langsam aus, aber wie die Fig. 4 der Tafel II zeigt, findet man auch schollenartige Einlagen, die im Augengneis schwimmen.

Eine andere Erscheinung am S-Rand des Augengneises ist die hell-dunkle Bänderung desselben durch gerade verlaufende, leukokrate Lagen. Es ist dies der aplitische Rand des Tonalitzuges, der stellenweise bis zu 15—20 m mächtig werden, aber auch ganz fehlen kann. Man sieht ihn gut am Schluchtausgang der Morobbia bei Giubiasco, an der Strasse nach Carena, ca. 50 m östlich der Abzweigung nach Paudò, und vor allem bei den alten Militärbaracken der Cima di Cugn. Sie gleichen stellenweise stark den Bänderamphiboliten, nur ist hier der Verlauf der hellen Bänder immer konkordant und deren Mächtigkeit oft viel grösser (zwischen 1 cm und 1,5 m). Die mächtigen Lagen sind feinkörnige, granatführende

Muskowitaplite, deren Kontakte zum Augengneis scharf und biotitreich sind. An diesen Kontakten sieht man Feldspatäugen aus dem Augengneis in die Aplitlage hineinragen. Diese mächtigen Aplite werden durch Augengneiskeile allmählich in feinere Lagen aufgespalten, aus denen immer mehr grobe Feldspäte sprossen. Schliesslich lösen sich die leukokraten Lagen in immer feiner werdende Schnüre auf, bis sie vollständig zwischen den Augen des Augengneises verschwinden (Tafel III, Fig. 5, Tafel I, Fig. 2). Die feinen, leukokraten Lagen weisen ganze Reihen von groben Feldspäten auf, so dass sie fast pegmatitischen Charakter erhalten. Die mächtigsten aplitischen Ränder des Augengneises sind dort zu beobachten, wo keine oder nur minime Paragneiseinlagerungen zu finden sind. Es scheint, dass die Gneiseinlagerungen seitlich durch die Aplite abgelöst werden, doch kann man das im Terrain nicht genauer verfolgen.

Auch Trümmerzonen sind am S-Kontakt der Augengneise zu finden; diese bilden aber eher eine Ausnahme und sind immer sehr schwach entwickelt. Eigentliche Mylonite wurden nirgends beobachtet, aber Kakirite und Kataklasite sind bei der Zentrale in der Morobbiaschlucht, an der Grenze zwischen Augengneis und Sillimanitgneis-Serie, im Val Melirola, bei Piazzolo südlich Vincino und südlich Piaghedo zu finden. Eindeutig mylonitisiert ist aber der Augengneis in der Gegend östlich von Livo, und zwar aus dem Grunde, weil er hier von der Bewegung an der Iorio-Tonale-Linie erfasst worden ist und direkt an die mächtigen Dolomitmassen der Trias anstösst. Sowohl Dolomite wie auch Augengneise sind hier stark zerquetscht und am unmittelbaren Kontakt zu einem grüngrauen Grus zermalmt. Weiter nördlich, ca. 100 m vom Mylonit entfernt, ist der Übergangstypus Augengneis-Tonalit wieder gesund, wenn auch von zahlreichen Rissen durchkreuzt, zu finden. Dazwischen ist das Gestein intensiv kakiritisiert und von einzelnen Mylonitadern begleitet. Im Valle di Livo sind die Paragneiseinlagerungen zusammen mit dem umgebenden Augengneis auch stark zerrüttet.

Kontaktmetamorphe Erscheinungen an der Trias sind keine zu finden und man braucht auch gar keine zu suchen, denn das Fehlen des normalen südlichen Begleiters der Tonalite, der Tonale-Schiefer, deutet klar auf einen sekundären, rein mechanischen Kontakt. Die Bedeutung dieser Stelle liegt einzig im Altersverhältnis von Tonalit und Dislokation, indem man sagen kann, dass diese jünger ist als jener (siehe auch CORNELIUS, 1930, 287/88).

4. Die Gänge

Die jungen Gänge gehören im untersuchten Gebiet zu den charakteristischsten Erscheinungen. In grossen Mengen sind sie im Tonalit selbst zu finden, etwas weniger zahlreich im Augengneis und in den Gneisen der Zone von Bellinzona. Es sind dies zum grössten Teil Pegmatitgänge, aber auch Aplit- und Granitgänge sind keine Seltenheit. Lamprophyre hingegen wurden nirgends beobachtet. Die Pegmatite sind sowohl als Lagergänge in der steilstehenden Schieferung des Gesteins, wie auch als schief- bis querlaufende Adern anzutreffen. Oft sind mächtigere konkordante Gänge von feinen diskordanten Adern durchschnitten, doch sind ausser in der Korngrösse keine Unterschiede zwischen den beiden festzustellen, so dass man sie als gleichaltrig betrachten kann (siehe auch Tafel III, Fig. 6, und Tafel IV, Fig. 7). Besonders schön sind die Pegmatite in der Gegend unterhalb Biscia und auf dem Grat von Alpe Pisciarotundo nach Biscia sowie im Valle Gera und bei Sorico aufgeschlossen. In der Gegend von Biscia sind sie im Kern feinkörnig-granitisch, während die Ränder grobpegmatitisch erscheinen. Die Pegmatite der Zone von Bellinzona-Dascio stimmen mit den Gängen im Tonalit überein. Ihre kontaktmetamorphen Einwirkungen auf das Nebengestein sind besonders an den Marmoren, Amphiboliten und ultrabasischen Metamorphiten sehr ausgeprägt. Es sei hierfür auf die Arbeiten von MITTELHOLZER (1936) und WANG (1939) hingewiesen, wo alle diese Erscheinungen eingehend behandelt wurden. Die Mächtigkeiten der Pegmatitgänge erreichen Werte von über 2 m, und die vom Val Melirolo in ca. 1200 m Höhe scheinen noch mächtiger zu sein, doch sind sie nicht gut aufgeschlossen.

Die Aplitgänge sind durchwegs als schwächliche, meist nur wenige cm dicke Adern anzutreffen, jedoch erreichen sie in der Gegend von Alpe Albione, am Rande einer ultrabasischen Linse, Mächtigkeiten von 20 m. Die Granitgänge sind überall dort, wo sie mit den Pegmatiten zusammentreffen, von diesen abgeschnitten, so dass sie sicher älter sind. Sie bestehen aus einem feinkörnigen Zweiglimmergranit, der von demjenigen von Novate-Mezzola nicht zu unterscheiden ist.

Alle diese Gänge sind von den Bewegungen im N und im S des Tonalitzuges miterfasst worden und sind z. T. geschiefert, z. T. mylonitisiert. Es wurden keine Pegmatite beobachtet, die eine Mylonitzone durchsetzen. Sie setzen am Kontakt mit den Gneisen der Zone von Bellinzona-Dascio, genau so wie an den Triasdolomiten von Livo, diskordant ab. Die Bewegungen an diesen Flächen sind also auch jünger als die Pegmatitintrusionen.

Eigenartig sind die Verhältnisse am Kontakt zwischen Augengneis und Tonale-Serie. Die Pegmatitgänge werden gegen S weniger häufig und verschwinden vollständig in den Tonaleschiefern. Es ist leider nirgends gelungen, einen Pegmatitgang bis an die Grenze zur Tonaleserie zu verfolgen, um zu sehen, ob er dort abgeschnitten wird, oder ob er die Grenze durchsetzt. Die seltener werdenden Gänge reichen offenbar nicht bis zu dieser Grenze: sie durchsetzen jedoch die dünnen Paragneis- und Amphibolitlagen im Augengneis eindeutig (Tafel II, Fig. 4, Tafel IV, Fig. 8, Tafel V, Fig. 9).

Ebenso eindeutig werden die konkordanten, leukokraten Bänder der aplitischen Augengneis-Randfazies von den pegmatitischen Gängen durchsetzt (Tafel V, Fig. 10), so dass man daraus den Schluss ziehen kann, dass die letzteren jünger sind. Das Alter der Pegmatite lässt sich aus ihren Beziehungen zu den triasischen Marmoren der Zone von Bellinzona-Dascio einerseits und zu den Bewegungen an der Iorio-Tonale-Linie andererseits nur relativ ermitteln. Sie sind sicher jünger als die Trias und als der Tonalit, aber älter als die Iorio-Tonale-Bewegung.

5. Klüftungen des Tonalitzuges

Obwohl verschiedene Autoren (STAUB, 1916, REPOSSI, 1915) die Frische des Tonalites und das Fehlen von mechanischen Störungen unterstrichen haben, fiel in den vorliegenden Untersuchungen eine ziemlich intensive Klüftung dieses Gesteins besonders auf. Eigentliche Brüche und Verwerfungen sind, mit Ausnahme der auf Seite 295 und 298 besprochenen, nicht zu finden. Klüfte hingegen sind besonders im Augengneis und gegen den N-Rand des Zuges sehr zahlreich. Um Hauptrichtungen herauszufinden wurden über 200 Kluftflächen gemessen und statistisch betrachtet. Jede von diesen 200 Messungen stellt regionale Mittelwerte dar, d. h. aus einem Umkreis von 100—200 m² wurden nur die Mittel aller Richtungen gebraucht. Diese Mittelwerte wurden auf einem Wulffschen Netz projiziert, um dann durch Auszählen mit Hilfe eines Rasters, nach der von F. C. PHILLIPS (1955, S. 55) beschriebenen Methode, die Flächen gleicher Polhäufigkeiten zu bestimmen. Wie aus dem Diagramm, Fig. 5, ersichtlich ist, ergeben sich drei Maxima, deren Schwerpunkte die Hauptrichtungen der Normalen zu den Klüftungen bilden und die im Blockdiagramm, Fig. 6, zusammen mit einem mittleren Wert der Gesteinsschieferung, dargestellt sind. Diese Diagramme zeigen, dass folgende Kluftsysteme unterschieden werden können, wenn man von einer gewissen vorhandenen Streuung absieht:

- a) Ein Hauptsystem streicht im allgemeinen von WNW nach ESE und folgt somit ungefähr dem Bruchsystem der Valle d'Arbedo (siehe P. KNOBLAUCH, 1939, 58); es sind weitaus die häufigsten Klüfte.
- b) ein weniger ausgeprägtes System streicht fast genau in N-S-Richtung, senkrecht zu den Gesteinsschichten mit 70° nach E fallend, und entspricht ziemlich genau dem N-S verlaufenden Bruchsystem vom Val Taglio (KNOBLAUCH, 1939, 58); hier wie dort ist dieses System jünger als das WNW-ESE-verlaufende, da es von diesem abgeschnitten wird.
- c) Am wenigsten ausgeprägt und mit grossen Streuungen behaftet ist das System, das in Richtung E-W verläuft und flach nach S fällt: es dürfte sich entweder um resultante Klüftungen aus dem Zusammenspiel der beiden anderen Systeme oder um selbständige Klüfte

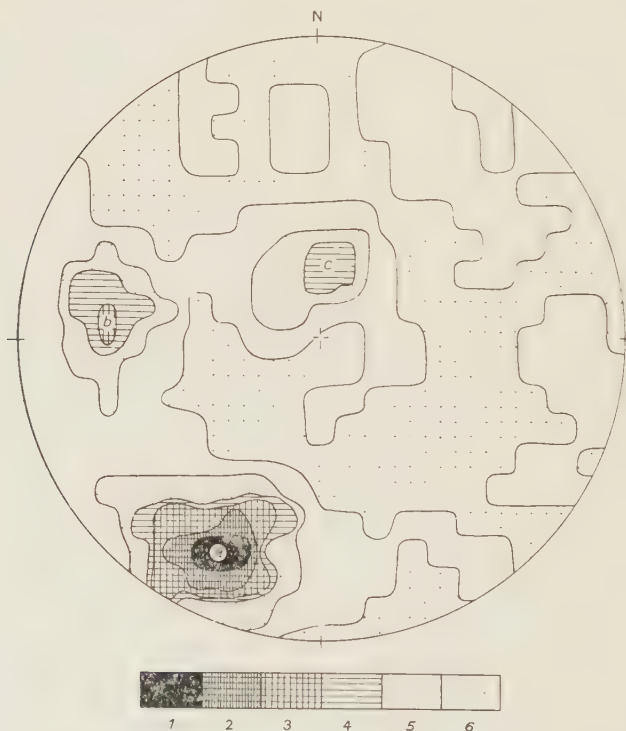


Fig. 5. Felder gleicher Polhäufigkeiten der Tonalitklüftung.

Die Verteilung der Klüftflächenpole in % ist folgende: 1. 11—10, 2. 9,9—8, 3. 7,9—5,5, 4. 5,4—4, 5. 3,9—1,6, 6. 1,5—0,5. Die Hauptklüftungsrichtungen sind:

a) N 67° W, 76° N; b) N 4° E, 70° E; c) N 84° W, 24° S.

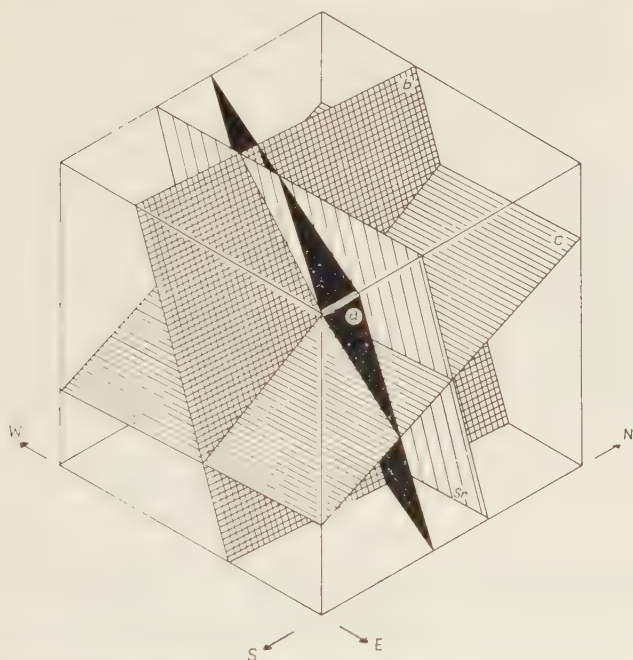


Fig. 6. Blockdiagramm der Hauptkluftungsrichtungen in bezug auf die allgemeine Schieferungsfläche (Sr) des Tonalites (N 88° E, 77° N). Die Kluftsysteme sind gleich wie in Fig. 5 bezeichnet.

einer in Richtung N-S wirkenden, schwachen Schubkraft handeln: ihr Alter konnte nicht festgestellt werden, da keine Überschneidungen gefunden wurden.

Alle diese Klüfte wurden meistens mit Epidot ausgeheilt, so dass sie schon von weitem an ihren hellgrünlichen Farben erkennbar sind. Die älteren Klüfte sind am besten ausgeheilt, die noch offenen scheinen am jüngsten zu sein und gehören hauptsächlich zum flachen System c.

In diesen offenen Klüften wurden neben sehr feinen Epidotkriställchen folgende Zeolithe gefunden: *Prehnit* in tafeligen Kristallen von 1—2 mm Grösse, häufig in strahligblättrigen Aggregaten von hellbräunlicher bis hellgrünlicher Farbe; *Desmin* in prismatisch-nadeligem Habitus, von 5 mm Länge, bildet oft garbenartige und radialstrahlige Aggregate, farblos oder weiss gefärbt; *Laumontit* in kreideweissen, pulverigen Aggregaten.

Kapitel II

PETROGRAPHIE DES TONALITZUGES

Obwohl im grossen ganzen der Tonalitzug ziemlich einheitlich erscheint, können auf Grund von Schwankungen im Mineralbestand, Struktur, Textur und Chemismus eine Reihe von Varietäten unterschieden werden. Als solche kommen in Betracht: Massiger Tonalit, Tonalitgneis, Epidot-Tonalit, Epidot-Tonalitgneis, dunkle Schollen, leukokrate Bänder und Augengneis. Die kartographische Ausscheidung geschah nur zwischen dem Augengneis und Tonalit im allgemeinen, da die Hauptmasse des letzteren aus Epidot-Tonalitgneis besteht, während die anderen Varietäten nur ganz lokal auftreten und allmählich ineinander übergehen.

1. Der massige Tonalit und der Tonalitgneis

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Diese zwei Varietäten treten verhältnismässig selten auf und gehen immer durch Epidotanreicherung und stärker ausgeprägte Paralleltexur allmählich in Epidot-Tonalitgneis über. Richtig massiger Tonalit kommt im Val Riscera, Val Melirolo, Val Ruscada, nördlich Alpe Fossada, am Weg zwischen Geserohütte und Biscia, auf Alpe Cugn, südwestlich Vincino, im Val Sorico und an der Strasse nach Dascio vor. An allen diesen Stellen geht der massige Tonalit durch eine mehr oder weniger ausgeprägte Parallelorientierung der dunklen Gemengteile in eine geschieferte Varietät über, die man als Tonalitgneis bezeichnen kann. Dort wo die Verschieferung des Gesteins weit fortgeschritten ist, trifft man nur Tonalitgneis, so zum Beispiel auf Monti di Paudò, südlich Alpe Croveggia, südlich Alpe Pisciarotundo oder auf dem Grat zwischen Alpe Pisciarotundo und Biscia. Die Tonalit- und Tonalitgneisfelsen sind von weitem an ihren dunkelgrauen, leicht grünlichen Farben zu erkennen. Im Handstück haben sie ein schwarz-weiss gesprenkeltes Aussehen mit unregelmässigem Bruch. Das Gestein ist im allgemeinen sehr zäh. Der Tonalitgneis zeigt eine nur mässig ausgeprägte E-W-Klüftung mit etwas Biotitüberzug auf den Klüftflächen. Makroskopisch erkennt man Feldspat, Quarz, Hornblende und Biotit, seltener auch Titanit und Epidot. Die Korngrösse ist sehr konstant beim massigen Tonalit und beträgt zwischen 2—5 mm. Beim Tonalitgneis ist sie variabel: die stärker geschieferten Varietäten sind meistens feinkörnig (0.5—2 mm), die weniger gneisigen Typen etwas gröber (1—3 mm). Bei den stark verschieferten Tonaliten macht sich eine schwache, porphyrtartige Struktur bemerkbar, die durch

das Auftreten grösserer Hornblendeindividuen hervorgerufen wird. Die Erscheinung ist jedoch nicht so ausgeprägt wie bei dem Epidot-Tonalitgneis (Abschnitt 3).

Die Klüftung ist im massigen Tonalit sehr schwach: nur hie und da findet man mit Epidot ausgeheilte Klüfte von mm-Dicke. Dort wo der Tonalit gneisiger wird, ist die Klüftung auch etwas intensiver. Man trifft manchmal schmale Zonen (1–2 cm), die etwas grünlich gefärbt erscheinen, in denen aber keine Risse festzustellen sind. Lediglich eine stärkere Chloritisierung der dunklen Gemengteile ist wahrnehmbar. Es sind dies sehr wahrscheinlich Spannungszonen im Gestein, für welche sich auf Grund des erleichterten Lösungsumsatzes eine leichte Mineralumwandlung bemerkbar macht, welche sich jedoch wegen der Zähigkeit des Tonalites nicht zu Rissen oder Klüften entwickeln konnten. Dort wo die Bewegungskraft gross war, wie im oberen Val Riscera, an der Grenze zur Zone von Bellinzona-Dascio, ist auch der massige Tonalit stark zerklüftet und kataklastisch beeinflusst.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Ausmessung einiger Dünnschliffe mit dem Integrationstisch ergab folgende mittlere Werte der Volumenanteile (in Klammern die Variationsbreite):

Massiger Tonalit

Plagioklas	62 % (50–65 %)
Quarz	13 % (10–15 %)
Biotit	11 % (9–12 %)
Hornblende	8 % (7–10 %)
Kalifeldspat	3 % (2–4 %)
Chlorit	1,5 % (0–3 %)
Titanit, Erz, Apatit, Zirkon, Epidot	1,5 % (0,5–2 %)

Tonalitgneis

Plagioklas	55 % (50–60 %)
Quarz	10 % (7–11 %)
Biotit	15 % (10–18 %)
Hornblende	13 % (10–16 %)
Kalifeldspat	2 % (0,5–4 %)
Chlorit	3 % (0–5 %)
Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot	2 % (0,5–2,5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Der Plagioklas dominiert weitaus alle übrigen Bestandteile des Gesteins, wie dies aus den Messungen des Mineralbestandes ersichtlich ist. Im Tonalitgneis tritt er zu Gunsten der dunklen Gemengteile etwas zurück, macht aber immer noch mehr als die Hälfte des Bestandes aus. Er hat eine deutliche Tendenz zur Idiomorphie, die besonders gegenüber Kalifeldspat und Quarz zur Geltung kommt: gegenüber Biotit und Hornblende ist der Plagioklas teils idiomorph, teils xenomorph: im ophitischen Typus von Alpe Cugn ist er fast ausnahmslos idiomorph (Fig. 9). Der Plagioklas ist meistens sehr frisch: nur in der Nähe der Klüfte oder Spannungszonen ist er leicht saussuritisiert. In den stark zertrümmerten Vorkommen im oberen Val Riscera zeigen die Plagioklasindividuen mit zunehmender Beanspruchung alle Stadien der Kataklase und Saussuritbildung: die Körner werden fleckig, z. T. undulös auslöschend, stark gebogen bis gebrochen, bis sich endlich im resultierenden Trümmerbrei eine Rekristallisation vom Epidot bemerkbar macht. Auf diese Weise lässt sich auch die Verheilung der Klüfte durch sekundären, aus der Saussuritisierung des Plagioklases stammenden Epidot erklären. Der Plagioklas schliesst alle anderen Gemengteile mit Ausnahme von Quarz und Kalifeldspat ein.

Die Messungen am Universal-Drehtisch ergaben einen Anorthitanteil von 44—46 % bei einem Achsenwinkel $2V_{ny} = 82—84^\circ$. Es handelt sich also um einen basischen Andesin. Die Projektionspunkte aller in dieser Arbeit ausgemessenen Plagioklase fallen im Diagramm von v. D. KAADEN (1951) mit ziemlicher Genauigkeit auf der Kurve der Tiefemperaturplagioklase auf. Die Verzwillingung erfolgt in den weitaus meisten Fällen nach dem Albitgesetz in polysynthetischen Lamellen. Diese Lamellierung ist ziemlich grob im massigen Tonalit, während sie im Tonalitgneis sehr oft fein wird (vor allem gegen die Störungszonen). Die Lamellen sind im Tonalitgneis stellenweise leicht verbogen. Weniger häufig sind die Verzwillingungen nach dem Karlsbad- und nach dem Periklingesetz. Nicht selten treten Zwillinge nach 2 oder 3 der erwähnten Gesetze am gleichen Individuum auf. Zonarer Bau ist selten und so wenig ausgeprägt, dass eine Messung am U-Tisch schwierig ist. In einem Fall konnte eine Messung durchgeführt werden, und sie ergab eine normalzonare Zusammensetzung mit 40—42 % An am Rand und 45—47 % An im Zentrum. Die Zonarstruktur macht sich in günstigen Schnittlagen durch eine vom Kern zum Rand kontinuierlich wechselnde Auslöschung bemerkbar.

Kalifeldspat: Tritt deutlich untergeordnet auf, ist immer xenomorph ausgebildet und füllt wie der Quarz die letzten Zwischenräume der anderen Gemengteile. Gelegentlich sind in den grösseren Individuen mikroperthitische Strukturen zu sehen; hingegen wurde eine Mikroklingitterung nirgends beobachtet, ebensowenig wie Implikationsgefüge mit Quarz. Er ist im allgemeinen frisch, jedoch etwas weniger als der Plagioklas.

Quarz: Seine Ausbildung ist typisch für diese Tonalit-Typen; er füllt alle Zwickel zwischen den übrigen Mineralien aus. Im massigen Tonalit zeigt er eine nur schwache undulöse Auslöschung, im Tonalitgneis hingegen ist diese oft sehr stark. Feine Risse sind in den beiden Gesteinsvarietäten zu beobachten, und sie werden immer häufiger gegen die Störungszonen. Eigentlicher Sandquarz oder Mörtelkränze wurden nirgends getroffen. Nur kleine Trümmeraggregate mit kaum in ihrer Lage verschobenen Bruchstücken und welche fast gleichzeitig auslöschten, sind in den stärker beanspruchten Zonen häufig. Verzahnungen einzelner Quarzkörner miteinander sowie grössere, lagen- oder flaserartige Quarzbereiche fehlen vollständig. Es sind unter anderem auch diese Beziehungen des Quarzes zu den übrigen Bestandteilen, welche dem gan-

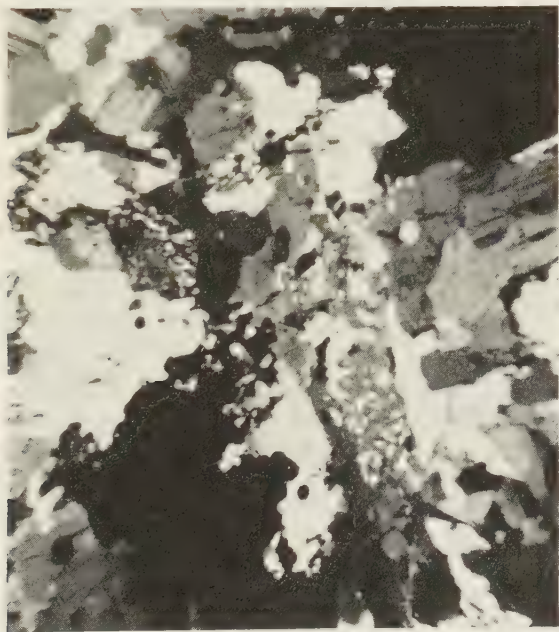


Fig. 7. Implikationsgefüge Hornblende-Quarz im massigen Tonalit von Alpe Cugn.
Dünnschliff Nr. D 13, Vergr. 28:1, \times Nicols.

zen Gestein, auch dem Tonalitgneis, trotz seiner Schieferung, einen deutlichen Eruptivcharakter verleihen.

Biotit: Tritt, meistens mit der Hornblende verknüpft, in einzelnen Individuen auf oder bildet Pakete von mehreren verschiedenen orientierten Kristallen. Er zeigt einen sehr kräftigen Pleochroismus mit bräunlichgelb für n_α und dunkelolivbraun für n_γ . Er ist im allgemeinen sehr frisch, zeigt jedoch in der Nähe der Störungszonen eine grosse Anfälligkeit zur Chloritisierung unter Erzausscheidung. Seine Idiomorphie tritt vor allem gegen Plagioklas und Quarz hervor, während seine Beziehungen zur Hornblende nicht so eindeutig sind. Wohl schliesst er oft die letztere ein, jedoch sind auch Fälle, wo Hornblende Biotit einschliesst oder scharf abschneidet nicht selten. Auch primärmagmatische Umwandlungen Hornblende-Biotit wurden oft beobachtet, insbesondere in der Tonalitvarietät von Alpe Cugn.

Hornblende: Zeigt manchmal eine gewisse Tendenz zur Idiomorphie und bildet z. T. grosse, stengelige Individuen von 4—5 mm Länge. Die Idiomorphie ist bei den kleineren, in den übrigen Mineralien eingeschlossenen Kristallen am ausgeprägtesten, während die grossen Individuen fast immer randlich stark eingebuchtet und auch von rundlichen Quarzkörnern durchsetzt sind. Manchmal ist diese Durchsetzung siebartig und im extremen Fall des Tonalites von Alpe Cugn bildet die Hornblende mit dem Quarz ein schriftgranitisches Gefüge (Fig. 7). Folgender Pleochroismus wurde beobachtet:

n_α	grünlichgelb
n_β	grasgrün
n_γ	dunkelblaugrün

Die Auslöschung $n_{\gamma/c}$ ist um 15° . Es handelt sich also um eine gewöhnliche grüne Hornblende. Sehr verbreitet ist die Zwillingsbildung nach (100), und grössere Individuen weisen oft schmale, eingelagerte Zwillingslamellen auf. Ihre Beziehungen zu den übrigen Gemengteilen wurden bereits bei der Besprechung des Plagioklases und des Biotites erwähnt. Die Einschlüsse der Hornblende bestehen z. T. aus Biotit, z. T. aus Titanit, Apatit, Zirkon und Erz. Der letztere ist fast immer Magnetit.

Titanit: Tritt meistens in kleinen, stark resorbierten Körnern auf, z. T. in Hornblende, z. T. in anderen Gemengteilen eingeschlossen. Seine Tendenz zur Idiomorphie ist stellenweise gut erkennbar, doch treten im Tonalitgneis, vor allem in den mechanisch beanspruchten Typen, auch grössere xenomorphe Individuen auf, die immer mit der Hornblende eng verknüpft sind und die aus dieser sekundär entstanden sein dürften.

Erz: Kommt in sehr variablen Mengen vor, in dem massigen Tonalit sehr viel (bis 1,3 %), im Tonalitgneis im allgemeinen sehr wenig. Es handelt sich meistens um Magnetit. Durch die Chloritisierung des Biotites entstehen oft feine Erzkörner, die im auffallenden Licht braunrote Reflexionsfarben zeigen (Hämatit). Im Biotit des Tonalites von Alpe Cugn wurden feine, eingeschlossene Rutilnadeln beobachtet.

Apatit: Kann stellenweise angereichert sein. Immer als feine, hexagonale Körnchen oder prismatische Nadeln in den übrigen Gemengteilen eingeschlossen.

Zirkon: Ist relativ selten. Pleochroitische Höfe im Biotit wurden nie beobachtet.

Epidot: Obwohl man den Epidot fast immer in den Dünnschliffen der besprochenen Gesteinsvarietäten findet, ist er mengenmässig so gering vertreten, dass man ohne weiteres von praktisch epidotfreien Tonaliten und Tonalitgneisen sprechen darf. Seine optischen und morphologischen Eigenschaften sind gleich demjenigen der Epidot-Tonalite (S. 324), worauf hier verwiesen sei. In der Nähe der Störungszonen und in



Fig. 8. Resorbierte Epidotreste mit unversehrten, idiomorphen Orthitkernen (K).
Der obere Kern zeigt die herzförmige Verzwilligung.

Massiger Tonalit von Monti di Revöira. Dünnschliff Nr. 13, Vergr. 45:1, \times Nicols.

Kluftfüllungen, wo er stark angereichert ist, kann man seine sekundäre Entstehung aus dem Plagioklas gut verfolgen. Idiomorphe Individuen wurden nicht beobachtet, jedoch verdient in dieser Beziehung eine Stelle aus dem Schliff Nr. 13 eine nähere Betrachtung (Fig. 8). Einige Epidotkörnchen, die mit stark eingebuchteten Rändern von Plagioklas umgrenzt sind, weisen idiomorphe *Orthit*kerne auf. Einer dieser Orthitkerne ist herzförmig und erinnert stark an die herzförmige Verzwillungung des Epidotes. Es dürfte sich hier sehr wahrscheinlich um einen primären, verzwilligten Kristall handeln, der nachträglich von Plagioklas korrodiert wurde und dessen übriggebliebener Kern von der Idiomorphie des ganzen ursprünglichen Individuums zeugt. Die kleinen angefressenen Epidotkörnchen würden also Überreste von korrodierten primären Kristallen darstellen. Da diese reliktsichen Idiomorphie-Erscheinungen in allen übrigen untersuchten Schliffen fehlen, ist die Frage, ob alle fremdgestaltigen Epidotkörnchen primären oder sekundären Ursprung haben,



Fig. 9. Beispiel eines Strukturbildes von massivem Tonalit. Dünnschliff Nr. 19, Val Melirolo.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

schwer zu entscheiden. Dieses Beispiel allein genügt aber, um den Schluss zu ziehen, dass wenigstens ein Teil des Epidotes primärer Natur ist.

Chlorit: Entsteht sekundär fast immer aus Biotit. Die Hornblende ist nur sehr wenig chloritisiert. Er kann oft vollständig fehlen, aber im allgemeinen ist er in geringer Menge immer vorhanden, auch an den Stellen, die äusserlich keine Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung aufweisen.

Struktur und Textur

Die Struktur des massigen Tonalites kann im allgemeinen als hypidiomorph-körnig im weiteren Sinne bezeichnet werden. Alle Hauptgemengteile, mit Ausnahme des Quarzes, sind \pm gleich eigengestaltig, während dieser in völlig xenomorpher Ausbildung die Zwickel zwischen den übrigen Komponenten ausfüllt. Die Ausscheidungsfolge ist, abgesehen von den Nebengemengteilen, wenig deutlich ausgeprägt, und die



Fig. 10. Strukturbild eines massigen Tonalites mit sperrigem Plagioklasgefüge (ophitartig). Dünnschliff Nr. D 13, Alpe di Cugn.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit.

einzelnen Gemengteile zeigen meist buchtig-lappige Korngrenzen (Fig. 9). Diese Erscheinung ist bei im weiteren Sinne dioritischen Gesteinen oft zu beobachten und eine Folge der intermediären Stellung zwischen den sauren, granitischen und den basischen, gabbroiden Typen. Bei den ersteren scheiden sich die dunklen Gemengteile bekanntlich in der Regel vor den Feldspäten aus, während für die letzteren das umgekehrte der Fall ist und die Frühausscheidung des basischen Plagioklases oft zur ophitischen Struktur führt. Im Gebiet der Diorite begegnen sich diese beiden Tendenzen, und es bildet sich oft eine Art von Gleichgewicht heraus, was zu unklaren Strukturbildern für diese Gesteine führen kann. Dabei treten jedoch meist lokal Varianten in der einen oder anderen Richtung auf. Dies ist auch hier der Fall, indem z. B. der Tonalit im Gebiet der Alpe di Cugn deutlich ein sperriges Gefüge frühausgeschiedener Plagioklase zeigt, so dass die Struktur als ophitisch bezeichnet werden kann (Fig. 10). Die Textur ist für die massigen Tonalite deutlich richtungslos.

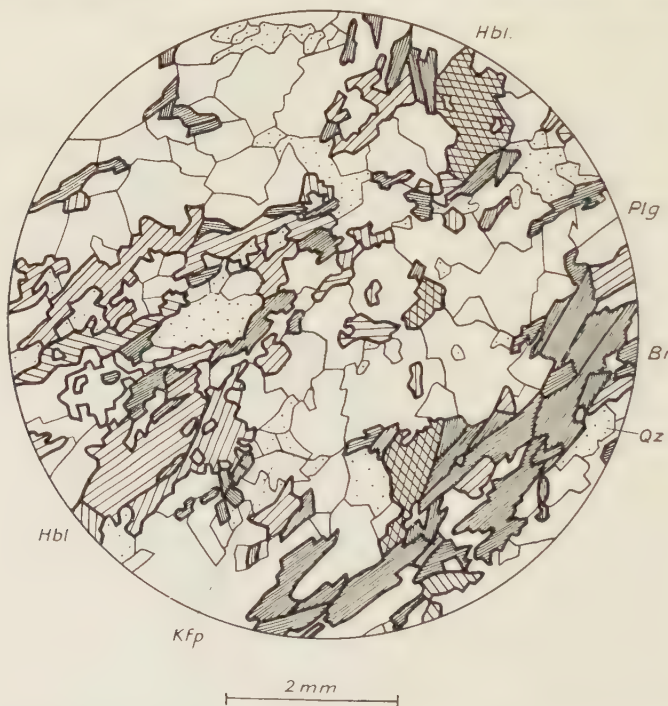


Fig. 11. Beispiel eines Strukturbildes von Tonalitgneis. Dünnschliff Nr. 40, Alpe Croveggia

Plg. = Plagioklas, Qu. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit.

In gewissen Fällen kann man aus den strukturellen Beziehungen der Mineralien eine Ausscheidungsfolge noch erkennen, und zwar: zuerst Apatit, Titanit, Erz und Zirkon, dann Hornblende und Biotit, gefolgt von Plagioklas und ganz zum Schluss Kalifeldspat und Quarz. Der Plagioklas kann allerdings wie im oben erwähnten Fall des Tonalites von Alpe Cugn auch vor den dunklen Gemengteilen auskristallisiert sein. Die Stellung des Epidotes in diesem Ausscheidungsschema geht aus den beobachteten Schliften nicht hervor, da er nur in spärlichen Mengen vorhanden ist. Da aber, wie bereits erwähnt, wenigstens ein Teil des Epidotes primärer Natur ist, muss er ähnlich wie im Epidot-Tonalit mehr oder weniger gleichzeitig mit den dunklen Gemengteilen ausgeschieden worden sein (siehe Abschnitt 2). Er war allerdings sehr instabil und wurde fast gänzlich wieder resorbiert.

Der Tonalitgneis zeigt die gleiche, hypidiomorph-körnige Struktur bei einer stärkeren Schwankung der Korngrösse und bei einer allgemeinen, mehr oder weniger ausgeprägten Parallelorientierung der melanokraten Gemengteile (Fig. 11).

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Die Analyse des massigen Tonalites vom Val Melirola (Handstück Nr. 19) ergibt:

1. Tonalit (Nr. 19), Val Melirola, Analytiker: J. WEBER.

	Gew. %	Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	56,27	si	171	Q	42,3	Q	12,8
Al ₂ O ₃	17,68			Kp	6,8		
Fe ₂ O ₃	2,34	al	31,5	Ne	12,4	Or	11,3
FeO	3,80	fm	35,5	Cal	20,6	Ab	20,6
MnO	0,07	c	22,5	Cs	0,2	An	34,3
MgO	4,44	alk	10,5	Fs	2,5		
CaO	7,00			Fa	4,7	Wo	0,3
Na ₂ O	2,22	k	0,36	Fo	9,5	Hy	4,6
K ₂ O	1,86	mg	0,57	Cp	0,6	En	12,6
H ₂ O +	2,92			Ru	0,6		
H ₂ O -	0,06	ti	2,1			Mt	2,5
TiO ₂	0,92	p	0,3	Q	42,3	Ru	0,6
P ₂ O ₅	0,22			L	39,8	Cp	0,4
Total	99,80	al-alk	+ 21	M	16,9		
		t ¹⁾	- 1,5	Akz	1,0	Magmatypus:	
		qz	+ 29	π	0,51	tonalitisch	
				γ	0,01		

¹⁾ t = al - (alk + c) ist der von NIGGLI als kleiner Tonerdeüberschuss bezeichnete Wert.

Die Integration ergab folgende Werte:

	Vol. %
Plagioklas	58,1
Quarz	14,4
Biotit	11,2
Hornblende	9,9
Kalifeldspat	2,8
Chlorit	1,4
Akzessorien	2,2

Die Berechnung einer Biotit-Hornblende-Variante ist nicht durchführbar, da man die Zusammensetzung dieser zwei komplexen Mineralien nicht kennt. Die Trennung der Hornblende oder des Biotites zwecks chemischer Analyse ist wegen ihrer gegenseitigen Durchdringung einerseits und wegen der Durchwachsung mit Quarz und Feldspat andererseits nicht möglich. Von einer Berechnung mit Hilfe der idealisierten Biotit- und Hornblendezusammensetzung wurde abgesehen.

Man kann aber mit Hilfe einer Überschlagsrechnung den Modus und die Katanorm in ziemlich gute Übereinstimmung bringen. Man nimmt zuerst den Wert 11,2 Vol. % Biotit als richtig an und berechnet nach der Formel:

$$16 \text{ Bi} + 6 \text{ Q} = 10 \text{ Or} + 12 \text{ En}$$

den Or, der in Biotit eingehen würde:

$$11,2 \text{ Bi} + 4,2 \text{ Q} = 7 \text{ Or} + 8,4 \text{ En.}$$

Es bleiben noch 4,3 Or übrig. Zieht man davon den gemessenen Wert für Kalifeldspat (2,8 Vol. %) ab, so bleibt noch 1,5 Or, der ohne weiteres in den Plagioklas eingehen kann, so dass man ihn zu diesem zuschlagen darf: $34,3 \text{ An} + 20,6 \text{ Ab} + 1,5 \text{ Or} = 56,3 \text{ Plag}$. Der Quarzwert beträgt nach der Bildung von Biotit 17,0, während die restlichen melano-kraten Komponenten: $0,3 \text{ Wo} + 4,6 \text{ Hy} + 4,2 \text{ En} = 9,1$ in die Hornblende und Chlorit eingehen.

Es resultiert somit folgende berechnete Variante: Plagioklas 56,4; Quarz 17,0; Biotit 11,2; Hornblende- und Chlorit-Basisverbindungen zusammen 9,1; Akzessorien (Mt, Ru, Cp) 3,5; Kalifeldspat 2,8. Bedenkt man, dass ein Teil des Quarzes und der Akzessorien in die Hornblende eingehen kann und berücksichtigt man die Verschiebungen, die infolge des Überganges von Molekularprozenten zu Volumenprozenten (grössere Volumina für die hellen, kleinere für die dunklen Gemengteile) auftreten

müssen, so stimmen diese Werte mit denen des ausgemessenen Schliffes ziemlich gut überein.

Es seien hier zum Vergleich noch die Niggli-Werte einiger ähnlich zusammengesetzter Gesteine aus dem Bergeller- und Adamello-Massiv erwähnt:

- a) Tonalit, Tal über Dazio (Veltlin); Anal. L. HEZNER, in P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER, *Chemismus schweizerischer Gesteine* (1930)²⁾, 250, Nr. 24.
- b) Biotit-Amphibol-Tonalit von Pradazzo (Presanella-Gruppe), D. COLBERTALDO, *Rendic. Soc. Min. Ital.* 8, 1952, 106. Anal. Autor.
- c) Tonalit aus der Baitone-Nordwand, Adamello, G. SCHIAVINATO, *Rendic. Soc. Min. Ital.* 7, 1951, 151. Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
a)	173	31,5	31	25	12,5	0,28	0,56	1,8	0,8	peléitisch
b)	182	31,5	31	23	14,5	0,26	0,49	2,4	—	peléitisch
c)	187	32	30,5	22,5	15	0,33	0,42	2,1	0,2	tonalitisch

Die Werte der Analysen a und b eignen sich nicht besonders zum Vergleich, da sie an die Grenze gegen peléitisch fallen. Da sie jedoch von den betreffenden Autoren als Tonalite bezeichnet wurden, sind sie hier doch berücksichtigt worden.

2. Der Epidot-Tonalit

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

In diesem Abschnitt werden neben dem massigen, epidotreichen Tonalit auch diejenigen Typen einbezogen, die Übergänge zu den anderen Tonalitvarietäten bilden. Vom epidotfreien, massigen Tonalit über *epidotführende* bis *epidotreiche Varietäten* findet man alle Übergangstypen zu den mengenmässig überwiegenden Epidot-Tonalitgneisen. Irgend eine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der epidotreichen Typen innerhalb des Tonalitzuges konnte nicht festgestellt werden. Der massive Epidot-Tonalit ist nur wenig verbreitet, so zum Beispiel im oberen Teil des Val Melera, auf Dosso di Prada, bei Alpe Scenc, am Gratübergang auf dem Weg von Biscia nach San Iorio, nördlich Cima di Cugn und bei Dubino im unteren Meratal. Epidotführender Tonalit bis Tonalitgneis findet man, wie gesagt, als Übergangsgesteine überall.

Im Handstück haben diese Typen ein ähnliches Aussehen wie der massive Tonalit und der Tonalitgneis: weiss-schwarz gesprenkelt, mittelkörnig mit sehr konstanter Korngrösse; die Felsfarben sind um eine Nuance blasser als beim Tonalit. Die leicht geschieferten Varietäten weisen auch hier eine allgemeine E-W-Orientierung der schwach parallelen

²⁾ Im folgenden zitiert als „Chemismus schweizerischer Gesteine“.

dunklen Gemengteile auf. Makroskopisch sind folgende Mineralien erkennbar: Feldspat, Hornblende, Biotit, Epidot, Quarz und seltener Titanit. Die Klüftung des Gesteins ist etwas intensiver als im Tonalit, und die Ausheilung derselben mit Epidot ist hier wie dort sehr geläufig.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Integrationsanalyse verschiedener Typen ergab folgende mittlere und Variations-Werte:

Epidot-Tonalit

Plagioklas	50 % (45—52 %)
Biotit	18 % (15—25 %)
Hornblende	11 % (9—15 %)
Epidot	10 % (8—15 %)
Quarz	6 % (4—10 %)
Kalifeldspat	2 % (0,5—3 %)
Chlorit	1,5 % (0—4 %)
Titanit, Apatit, Erz, Zirkon	1,5 % (0,5—4 %)

Leicht geschieferter epidotführender Tonalit

Plagioklas	52 % (48—55 %)
Biotit	14 % (8—16 %)
Hornblende	12 % (7—15 %)
Quarz	12 % (5—17 %)
Epidot	5 % (4—8 %)
Kalifeldspat	2 % (0,5—4 %)
Chlorit	1,5 % (0—10 %)
Apatit, Titanit, Erz, Zirkon	1,5 % (0,5—5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Er spielt auch hier eine dominante Rolle, tritt jedoch etwas zurück im Vergleich zum Tonalit. In den epidotärmeren Varietäten ist er in etwas grösseren Mengen vorhanden als in den ausgesprochen epidotreichen Typen. Die Verbandsverhältnisse mit den übrigen Gemengteilen sind gleich wie beim Tonalit, bzw. Tonalitgneis. In den epidotführenden, gneisigen Varietäten ist eine gewisse Unterscheidung zwischen grösseren Individuen (2—5 mm) und kleineren, bruchstückartigen Kristallen (0,1—0,5 mm) möglich. Diese Erscheinung tritt aber nicht so stark hervor wie beim Epidot-Tonalitgneis.

Die Zusammensetzung des Plagioklases ist ähnlich derjenigen im Tonalit, d. h. ca. 45^o/₀ An. In den gneisigen Typen ist er etwas saurer, 38–40^o/₀ An. Zonarstruierte Individuen sind auch hier selten und sehr wenig ausgeprägt. Messbare Objekte wurden nicht getroffen, jedoch scheint die Zonenfolge eine normale zu sein, da der Kern gewöhnlich etwas stärker zersetzt ist als die Hülle. Die gleichen Zwillingsgesetze wie beim Tonalit wurden auch hier beobachtet, wobei die Verbiegungen der Zwillinglamellen etwas häufiger anzutreffen sind.

Kalifeldspat tritt in gleichen, untergeordneten Mengen auf wie im Tonalit und hat die gleichen mineralogischen Eigenschaften wie dort.

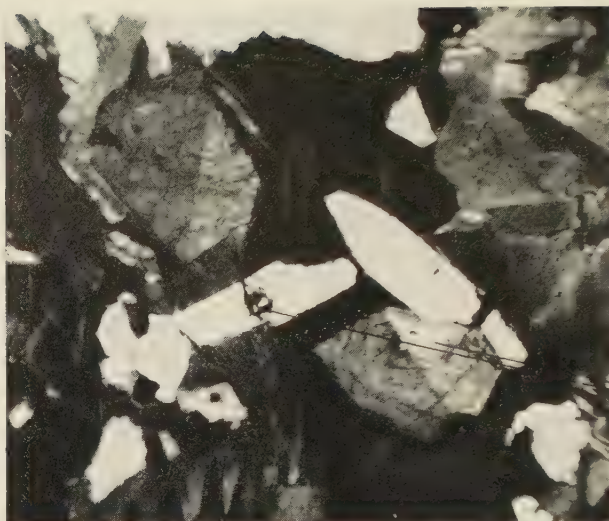
Quarz: Tritt auch hier meistens als Zwickelfüllung auf, ist aber stärker von Rissen durchsetzt als im massigen Tonalit. Wie bereits erwähnt, ist eine gewisse, nicht besonders stark ausgeprägte Umgruppierung der Quarzkörner zu Zügen und Flasern hie und da zu beobachten, wobei sie in den gneisigeren Varietäten eine schwache Verzahnung aufweisen. Undulöse Auslöschung und Rissbildungen sind vor allem in der Nachbarschaft von Störungszonen sehr intensiv, fehlen aber auch in den massigen, scheinbar gesunden Epidot-Tonaliten nicht vollständig.

Biotit: Ist gleich wie im Tonalit. Eine schwache Parallelorientierung macht sich in den gneisigeren Varietäten bemerkbar. Zahlreiche akzessorische Mineralkörner (Titanit, Apatit, Erz, Zirkon) sind in ihm eingelagert. Er ist nur sehr wenig chloritisiert.

Hornblende: Verhält sich in ihrer Ausbildung von Ort zu Ort sehr unterschiedlich. Manchmal hat sie eine mehr oder weniger regelmässige Abgrenzung, manchmal aber ist sie so stark eingebuchtet und von Quarz und Feldspat poikilitisch durchwachsen, dass ursprünglich einheitliche Individuen je nach Schnittlage in einzelne, unregelmässige, voneinander isolierte Fetzen aufgeteilt sind. Die Zusammengehörigkeit dieser Fetzen ist aber an ihrer gleichzeitigen Auslöschung gut erkennbar. Im allgemeinen scheint die Hornblende — was die gneisigeren Typen anbelangt — am meisten unter dieser Durchwachsung zu leiden.

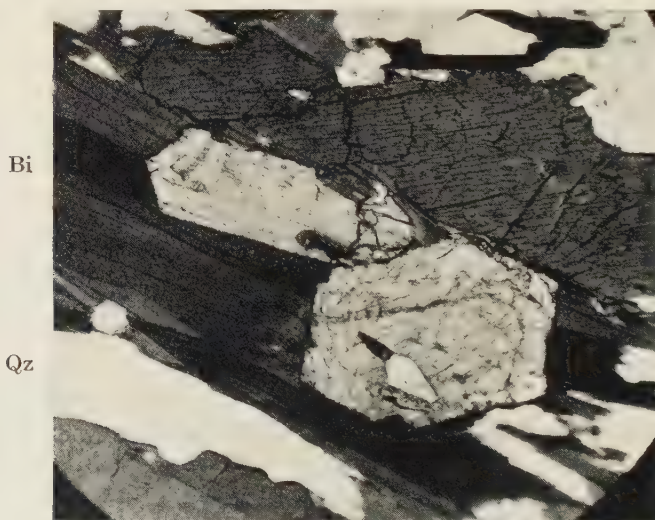
Es gibt aber auch gerichtete Varietäten, deren Hornblendeindividuen wohl etwas mechanisch zerbrochen und in die Länge gezogen wurden, die aber nur unbedeutende Durchwachsungserscheinungen aufweisen. Auch vollkommen ungerichtete Typen mit Hornblende von stark buchtig-lappiger Ausbildung wurden nicht selten beobachtet. In ihrem optischen Charakter ist sie vollständig gleich der Hornblende aus dem massigen Tonalit: also gewöhnliche grüne Hornblende. Sie tritt meistens in frischem Zustand auf, nur unbedeutende Chloritisierung zeigend.

Die Nebengemengteile Titanit, Apatit, Erz, Zirkon, treten in gleichen



K

Fig. 12. Idiomorphe, zum Teil nach (100) verzwilligte Epidotkristalle in Biotit eingeschlossen. K-Orthitkerne. Epidot-Tonalit, Weg Biscia-San Iorio. Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 45:1, \times Nicols.



Bi

Hbl

Qz

Fig. 13. Idiomorphe Epidoteinschlüsse im Biotit. Das grössere Individuum schliesst seinerseits Apatit (hell) und Titanit (dunkel, mit starkem Relief) ein. Er ist in seinem linken Teil nach (100) verzwilligt; die Zwillingsnaht kann an der Richtungsänderung der Spaltrisse erkannt werden.

Leicht geschieferter, epidotführender Tonalit, Val Melera. Dünnschliff Nr. 26. Vergr. 42:1, // Nicols.

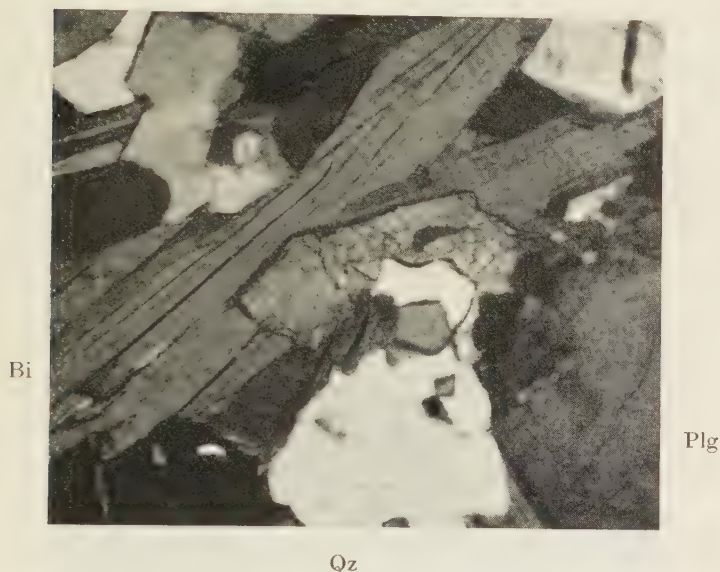


Fig. 14. Idiomorpher Epidoteinschluss im Biotit. An der durch Biotit ungeschützten Seite wurde er von Quarz und Plagioklas korrodiert.

Leicht geschieferter Epidot-Tonalit, Weg Biscia-Alpe Giggio. Dünnschliff Nr. 83, Vergr. 110:1, \times Nicols.

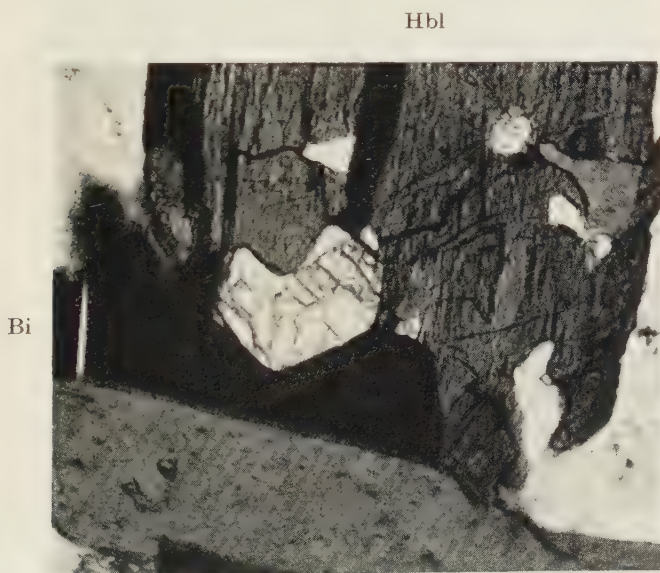


Fig. 15. Idiomorpher, Fe-armer Epidoteinschluss in Biotit und Hornblende, von der letzteren teilweise resorbiert.

Epidot-Tonalit, Weg Biscia-San Iorio. Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 115:1, // Nicols.

Mengen auf und haben gleiches mineralogisches Verhalten wie im Tonalit. Eine leichte Apatitanreicherung ist bei den gneisigeren Varietäten festzustellen.

Epidot: Der relativ grosse Gehalt an Epidot dieser Tonalitvarietät fällt bereits im Handstück auf. Die eigenartige Rolle, die er hier spielt, wie sie auch von REPOSSI (1915) und CORNELIUS (1915b) aus dem Bergellermassiv erwähnt wurde, beruht auf der oft vollkommen idiomorphen Begrenzung der Individuen. Dieser hohe Grad der Idiomorphie ist am

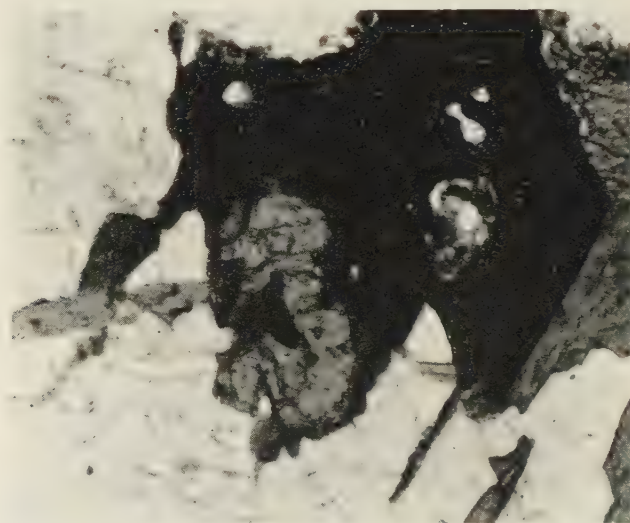


Fig. 16. Epidoteinschluss (Fe-arm) in Hornblende, teilweise idiomorph, teilweise resorbiert.

Epidot-Tonalit, Weg Biscia-San Iorio. Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 75:1, // Nicols.

besten aus den Fig. 12, 13 und 14 (zum Teil aber auch aus den Fig. 15 und 16) ersichtlich. Was man ebenfalls diesen Bildern entnehmen kann, ist die Tatsache, dass die besten kristallographischen Umgrenzungen der Epidotindividuen gegenüber Biotit, etwas weniger gut gegenüber Hornblende auftreten. Die Schichtpakete der Biotitblättchen werden von den idiomorphen Epidotkriställchen quer abgeschnitten (siehe besonders Fig. 13). Es kann kein Zweifel bestehen, die Epidotindividuen waren zuerst da, und sie wurden von dem nachträglich sich bildenden Biotit eingeschlossen. Gegenüber Hornblende verhält sich der Epidot zum Teil wohl idiomorph, oft ist er aber von jener korrodiert worden, wie dies die Fig. 15 und 16 deutlich zeigen. Der Biotit und zum Teil die Hornblende bil-

den für den Epidot in vielen Fällen die schützende Hülle, in der seine Idiomorphie einigermaßen konserviert wird. Überall dort, wo diese Hülle fehlt, ist der Epidot einer weitgehenden Resorption seitens der hellen Gemengteile anheimgefallen. In Fig. 14 erscheint dieses unterschiedliche Verhalten sehr deutlich. Die Resorption kann zum Teil so intensiv sein, dass der Epidot fast vollständig zerfressen, poikilitisch erscheint und von seiner ursprünglichen Idiomorphie kaum mehr etwas vorhanden ist. In den meisten Fällen aber sind wenigstens Spuren dieser zerstörten Eigen-

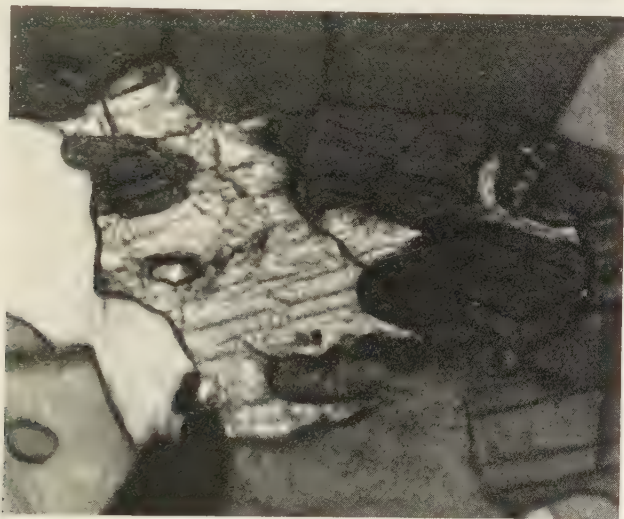


Fig. 17. Fe-reicher Epidot (rechts), von Hornblende stark resorbiert. Der Epidot könnte aber in diesem Falle auch als sekundäre Bildung auf Konto von Hornblende und Plagioklas (oben) gedeutet werden.

Epidot-Tonalit, Val di Prada. Dünnschliff Nr. 36, Vergr. 170:1, \times Nicols.

gestalt noch sichtbar. Damit soll aber nicht behauptet werden, dass aller Epidot primär entstanden ist. Es wurde auch solcher beobachtet, der typisch xenomorphe Zwischenkornstellung einnimmt und sekundär entstanden sein dürfte. In dem massigen Epidot-Tonalit ist solcher sekundärer Epidot aber deutlich untergeordnet; er spielt beim Epidot-Tonalitgneis eine grössere Rolle als hier. Einzelne Vorkommen, für sich allein betrachtet, könnten auch als nachträgliche Epidotisierung der Hornblende gedeutet werden (Fig. 17 z. B.).

Optisch ist der Epidot folgendermassen charakterisiert: Die Körner weisen immer ein starkes Relief auf und sind meistens nur schwach gefärbt. Der Pleochroismus ist schwach:

n_γ = hellbräunlichgelb
 n_β = lichtstrohgelb
 n_α = farblos

Infolge der grossen Doppelbrechung sind stets lebhafte, überrormale Polarisationsfarben zu beobachten. Auch anormale dunkelblaue Interferenzfarben fehlen nicht bei Fe-armen Individuen. Die Kristalle sind optisch negativ, mit $2V_\alpha$ zwischen $78-83^\circ$, und weisen eine geneigte Dispersion auf, mit $\rho > \nu$ für die optische Achse A ($\sim \mid (001)$).

Für die systematische Einteilung der Epidot-Gruppe wurde im folgenden in Anlehnung an die von E. DIEHL (1938) durchgeführten Untersuchungen das nachstehende Schema benützt (Fig. 18):

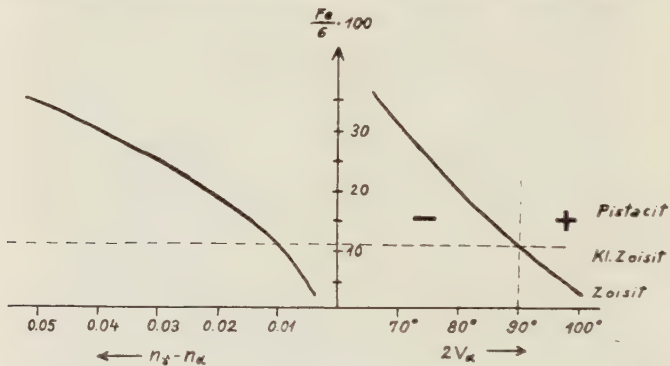


Fig. 18.

wobei $\frac{\text{Fe}}{6} \cdot 100 = \frac{\text{Fe}''' + \text{Fe}''}{\text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe}''' + \text{Fe}'' + \text{Mn} + \text{Mg}}$ den prozentualen Anteil des Eisens an der Summe der sich jeweils vertretenden B^{VI} - und B^{IV} -Elemente im Epidot darstellt.

Nach diesem Schema wäre der oben beschriebene Epidot als ein relativ Fe-armer Pistacit zu bezeichnen. In untergeordneten Mengen wurde auch Klinozoisit angetroffen, dessen $2V_{\alpha}$ um 95° liegt und dessen Dispersion für beide optischen Achsen $\rho > \nu$ ist.

Die Bestimmung der maximalen Doppelbrechung aus den Messungen des Gangunterschieds mit Hilfe des Berek-Kompensators ergaben Werte, welche für eisenreiche Individuen zwischen 0,028 und 0,018 und für die eisenarmen Individuen zwischen 0,006 und 0,008 schwanken. Zonar gebaute Individuen sind selten in den massigen Epidot-Tonalit-Varietäten und sind im Kern Fe-reicher als in der Hülle. Im Gegensatz dazu steht der Epidot der gneisigen Gesteinsvarietäten, welcher sehr oft zonar gebaut erscheint und eine umgekehrte Zonenfolge zeigt: Fe-reicher

in der Hülle als im Kern. Es sei hier auf die Beschreibung dieser Erscheinung im Abschnitt 3 verwiesen.

Die meisten Epidot-Individuen zeigen eine sehr gute Spaltbarkeit nach (001) und eine weniger ausgeprägte nach (100). Oft sind sie nach (100) verzwilligt, wobei die bekannten herzförmigen Zwillinge deutlich in Erscheinung treten. Zahlreich sind die Orthitkerne des Epidotes, die meistens an ihrem Pleochroismus und niedrigen Polarisationsfarben erkennbar sind. Der Pleochroismus ist variabel, manchmal sehr stark von dunkelbraun nach hellbraun, manchmal fast vollständig fehlend oder nur sehr schwach. Als eigentliche Einschlüsse in Epidot treten auf: Apatit, Titanit und weniger häufig Erz und Zirkon. Die zahlreichen scheinbaren Biotit- und Hornblendeeinschlüsse sind nur Pseudoeinschlüsse, wie sie durch besondere Schnittlagen resorbierter Individuen entstehen.

Der *Chlorit* tritt ziemlich zurück, was mit der Frische des Gesteins im Zusammenhang steht.



Fig. 19. Beispiel eines Strukturbildes von leicht geschiefertem, epidotführendem Tonalit. Dünnschliff Nr. D 20, Monti di Pado.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

Struktur und Textur

Der massige Epidot-Tonalit hat eine durchaus ähnliche Struktur wie der massige Tonalit: hypidiomorph gleichkörnig, mit Quarz und Kalifeldspat als Füllmasse. Stellenweise kann man eine poikilitische Ausbildung des Epidotes und der Hornblende feststellen. Die mehr gneisigen Varietäten zeigen bei einer gewissen parallelen Orientierung des Biotites bereits flaserige Aggregate von leukokraten Gemengteilen (Fig. 19). Auch eine schwache Umgruppierung der Quarzkörner in Zügen ist zu beobachten, wobei sie den Beginn einer Verzahnung aufweisen können. Die Korngrösse schwankt hier viel stärker als beim Tonalitgneis. Die Ausscheidungsfolge der Komponenten ist gleich wie beim Tonalit, d. h. Apatit, Titanit, Erz, Zirkon zuerst, dann Epidot, Biotit und Hornblende, darauf Plagioklas und schliesslich Kalifeldspat und Quarz. Der Epidot wurde aber hier im Gegensatz zum eingangs beschriebenen Tonalit nur wenig resorbiert. Teilweise ist der Plagioklas auch hier schon vor den dunklen Gemengteilen ausgeschieden worden.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Es wurden zwei Proben analysiert: ein massiger, epidotreicher Tonalit aus dem Val Melera (Handstück Nr. 29) und ein leicht gneisiger, epidotführender Typ aus der Gegend oberhalb Alpe Fossada (Handstück Nr. 64).

2. Epidot-Tonalit (Nr. 29). Val Melera, (quarzführender Hornblende-Epidot-Biotitdiorit). Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	52,30	si	143	Q	34,9	Q	2,1
Al ₂ O ₃	19,80			Kp	9,7		
Fe ₂ O ₃	3,43	al	31,5	Ne	14,9	Or	16,2
FeO	4,14	fm	34	Cal	20,7	Ab	24,8
MnO	0,10	c	22,5	Cs	1,0	An	34,5
MgO	4,31	alk	12	Fs	3,7		
CaO	7,76			Fa	4,9	Wo	1,3
Na ₂ O	2,74	k	0,39	Fo	9,1	Hy	4,2
K ₂ O	2,69	mg	0,51	Cp	0,4	En	12,1
H ₂ O +	1,21			Ru	0,7		
H ₂ O -	0,06	ti	2,1			Mt	3,7
TiO ₂	1,04	p	0,3	Q	34,9	Ru	0,7
P ₂ O ₅	0,25			L	45,3	Cp	0,4
Total	99,83	al-alk	+ 19,5	M	18,7	Magmatypus: sommaittonalitisch	
		t	- 3,0	Akz	1,1		
		qz	- 5	π	0,45		
				γ	0,05		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	47,0 Vol. %	Quarz	4,4 Vol. %
Biotit	20,6 „	Kalifeldspat	2,5 „
Epidot	12,4 „	Akzessorien	0,7 „
Hornblende	12,1 „	Chlorit	0,3 „

3. Epidotführender Tonalit (Nr. 64), Alpe Fossada. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	59,28	si	188	Q	43,7	Q	14,8
Al ₂ O ₃	17,15			Kp	6,5		
Fe ₂ O ₃	2,35	al	32	Ne	15,3	Or	10,8
FeO	3,53	fm	31,5	Cal	17,7	Ab	25,5
MnO	0,09	c	24	Cs	1,5	An	29,5
MgO	3,47	alk	12,5	Fs	2,5		
CaO	7,17			Fa	4,3	Wo	2,0
Na ₂ O	2,80	k	0,30	Fo	7,3	Hy	4,0
K ₂ O	1,82	mg	0,52	Cp	0,6	En	9,7
H ₂ O +	1,05			Ru	0,6		
H ₂ O -	0,04	ti	2,1			Mt	2,5
TiO ₂	0,87	p	0,4	Q	43,7	Ru	0,6
P ₂ O ₅	0,33			L	39,5	Cp	0,6
Total	99,95	al-alk	+ 19,5	M	15,6		
		t	- 4,5	Akz	1,2	Magmatypus: peléitisch/ tonalitisch	
		qz	+ 38	π	0,45		
				γ	0,09		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	52,0 Vol. %	Epidot	5,8 Vol. %
Quarz	14,1 „	Kalifeldspat	2,2 „
Hornblende	13,4 „	Chlorit	2,2 „
Biotit	8,4 „	Akzessorien	1,9 „

Der Epidot-Tonalit Nr. 29 ist durch starkes Zurücktreten des Quarzes und des Plagioklases zugunsten der dunklen Gemengteile ausgezeichnet. Der Biotit ist hier mit rund 21 % sehr stark vertreten, was auch die grosse Anzahl von idiomorphen, in Biotit eingeschlossenen Epidot-Individuen, die in diesem Tonalit-Typus vorkommen, verständlich macht, im Gegensatz zu den gneisigen Varietäten, wo diese stark resorbiert erscheinen. Der geringe Quarzgehalt in Verbindung mit einer schwach negativen Quarzzahl ordnet das Gestein den dioritischen Mag-

men zu und leitet somit zu den dunklen, basischen Schlieren über, die weiter unten auf Seite 350 behandelt werden.

Die Resultate der analysierten Probe Nr. 64 unterscheiden sich nur wenig von denjenigen des massigen Tonalites Nr. 19: einer leichten Abnahme von MgO steht eine Zunahme des Na₂O gegenüber.

Einen ähnlichen Chemismus wie die Probe Nr. 29 zeigen folgende drei Gesteinsarten aus dem Bergeller-Massiv:

- d) Basischer Tonalit, Fornogletscher, Anal. J. JAKOB, Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 10.
- e) Diorit, tonalitisch, Bagni di Masino, L. PERETTI, Rendic. Accad. Lincei 29, 1939, 609, Anal. Autor.
- f) Tonalit, dunkle Varietät, Albergo Belvedere, Bagni di Masino, M. BALCONI, Period. Min. 12, 1941, 222, Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
d)	136	34	33,5	23,5	9	0,41	0,54	2,5	0,2	sommaittonalitisch
e)	137	31,5	35	21	12,5	0,25	0,50	1,2	0,4	peléitisch/dioritisch
f)	140	29,5	34	23,5	13	0,26	0,52	1,7	0,3	dioritisch

Die Analysen e und f fallen durch die abweichenden k-Werte aus der Reihe; sie wurden jedoch mitberücksichtigt, da sie von Gesteinen stammen, die Ähnlichkeiten mit der Probe Nr. 29 aufweisen und die sich im Tonalitgebiet des Bergeller Massivs befinden.

Der chemischen Zusammensetzung der Probe Nr. 64 kommt neben den im vorangehenden Abschnitt unter a, b und c angeführten Vergleichsanalysen auch die eines feinkörnigen Tonalites von Monte Blumone, Rifugio Rosa, Adamello, sehr nahe:

- g) D. COLBERTALDO, Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova 14, 1940, 15, Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
g)	190	33,5	28	23	15,5	0,27	0,48	1,5	0,2	quarz-dioritisch

3. Epidot-Tonalitgneis

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Die Hauptmasse des Tonalitzuges wird von einem Gesteinstyp gebildet, den man am besten mit dem Namen Epidot-Tonalitgneis kennzeichnet. Er stellt die geschieferte Variante des Epidot-Tonalites dar, wobei alle im Abschnitt 1 und 2 erwähnten Übergänge zu den bereits besprochenen Varietäten auch hier auftreten. Dazu kommt aber noch der allmähliche Übergang vom Epidot-Tonalitgneis zum randlichen Begleiter, dem Augengneis. Überall dort, wo der Übergang aufgeschlossen ist, findet er immer zwischen diesen zwei Varietäten statt; nirgends

wurde ein Übergang vom Augengneis direkt zum massigen Tonalit oder zum massigen Epidot-Tonalit gefunden. Der Übergangstyp ist fast immer ein feinkörniger Epidot-Tonalitgneis von hellgrauem Aussehen, ohne den gewöhnlichen, grünlichen Ton der anderen Tonalitvarietäten. Er ist vor allem im Val Ruscada, oberhalb Alpe Fossada, an der Cima di Cugn, im Valle Livo und bei Dubino, wo er z. T. in Steinbrüchen ausgebeutet wird, schön aufgeschlossen. Der eigentliche Epidot-Tonalitgneis ist praktisch überall anzutreffen: seine Korngrösse ist einer ziemlich grossen Variation unterworfen. Man findet sehr feinkörnige (0,5—2 mm), aber auch ziemlich grobkörnige Typen (5—10 mm). Mit blossen Auge kann man folgende Mineralien erkennen: Feldspat und Quarz, meistens in flaserigen oder schnurartigen Aggregaten, parallel orientierte Biotitblättchen und Hornblendeleisten sowie hellgrüner Epidot, hie und da auch grössere Titanitkörner. Alle diese Mineralien haben mehr oder weniger die gleiche Korngrösse. Eine Ausnahme macht die Hornblende, die in der Gegend von Alpe Pisciarotundo und Alpe Fossada gröber als ihre Begleiter ausgebildet ist. Dadurch erhält das Gestein in dieser Gegend einen porphyrtartigen Charakter: die Hornblendeindividuen können bis 2—3 cm gross werden.

Der Epidot-Tonalitgneis ist trotz seiner Schieferung sehr zäh, und seine Schieferungsflächen haben fast immer die allgemeine Richtung E-W. In bezug auf Biotitüberzug variieren sie stark. Das Gestein ist sehr zerklüftet. Die meisten der auf Seite 305 besprochenen Kluftmessungen wurden im Epidot-Tonalitgneis gemacht. Offene Klüfte sind selten; fast immer sind sie mit einer hellgrünen Epidotmasse ausgeheilt.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Folgende mittlere und häufige Variationswerte wurden mit dem Integrationstisch gemessen:

Epidot-Tonalitgneis

Plagioklas	52 % (49—58 %)
Biotit	14 % (10—20 %)
Hornblende	12 % (4—18 %)
Epidot	10 % (6—15 %)
Quarz	8 % (5—15 %)
Kalifeldspat	2 % (0,5—5 %)
Chlorit	1 % (0—10 %)
Apatit, Titanit, Erz, Zirkon	1 % (0,5—4 %)

Übergangstyp zum Augengneis

Plagioklas	56 % (52—64 %)
Biotit	14 % (10—20 %)
Quarz	12 % (7—17 %)
Epidot	8 % (4—12 %)
Hornblende	5 % (1—8 %)
Kalifeldspat	3 % (1—5 %)
Apatit, Erz, Titanit, Zirkon	1 % (0,5—2 %)
Chlorit	1 % (0—8 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Er ist auch hier die dominierende Komponente und ist in der Übergangsvarietät reichlicher vorhanden als im normalen Typus. Sein Verhalten im Gesteinsgefüge ist gleich wie bei den vorher besprochenen Tonalit-Typen. Er ist vorwiegend in sehr frischem Zustand anzutreffen; nur in Kluft- oder Mylonitnähe ist er vollständig saussuritisiert und zeigt auch hier die gleichen Zersetzungsstadien, die man beim massigen Tonalit besprochen hat. An Korngrenzen ist oft Epidot (Klinozoisit bis Fe-armer Pistacit) zu beobachten, der aus Plagioklas entstanden ist. Sehr oft kann man zwei Generationen von Individuen unterscheiden: grössere idiomorphe Kristalle, welche auch die Augen im Übergangstyp bilden und kleinere, bruchstückartige Individuen, die zwischen den anderen Bestandteilen verteilt sind.

Die Resultate der U-Tisch-Messungen sind hier nicht mehr so einheitlich wie für den Tonalit und den Epidot-Tonalit, sondern sie zeigen eine Variation von 38—46 % An. Eine Gesetzmässigkeit in der Verteilung dieser Typen fällt sofort auf: die basischeren Plagioklase befinden sich gegen den N-Rand und das Zentrum des Zuges, und je mehr man sich dem Augengneisrand im S nähert, desto saurer werden sie. Der Übergang von Kern- zur Randfazies kommt also auch in der Zusammensetzung der Feldspäte sehr deutlich zum Ausdruck. Im Übergangstypus des Gesteins scheint die Aufteilung in zwei Plagioklas-Generationen auch durch die Zusammensetzung der Feldspäte eine Bestätigung zu finden. Die kleineren Individuen sind im allgemeinen An-ärmer als die grossen, einsprenglingsartigen. Messungen ergaben An-Gehalte von 28—35 % für die erstern und 36—40 % für die letzteren. Die Trennung zwischen den beiden Generationen ist aber nicht vollkommen, da auch kleinere Plagioklase zum Teil eine mehr basische Zusammensetzung haben können.

Zonarer Bau der Plagioklaskristalle ist im normalen Epidot-Tonalit-

gneis selten, in der Übergangsfazies häufiger anzutreffen. Einige Messungen solcher Individuen ergaben eine normale Zonenfolge von 38—42 % An für den Rand und 46—48 % An für den Kern. Im Übergangstypus häufen sich die Rekurrenzerscheinungen in der Zonenfolge, während sie im Normaltypus zu fehlen scheinen.

Die Verzwillingung ist vorwiegend nach dem Albit-Gesetz; die Zwillinglamellen sind meistens sehr fein und sehr oft verbogen oder gebrochen. Als weitere Zwillingsgesetze treten Periklin und Karlsbad ziemlich oft auf, wenn auch nicht so häufig wie Albit.

Eine interessante Erscheinung bei den Plagioklasen dieser Epidot-Tonalitgneise ist das, was man als „wolkenartige Auslöschung“ bezeichnen könnte. Einzelne Plagioklasindividuen löschen nicht einheitlich aus, sondern flecken- bis wolkenartig, wobei die Auslöschungsgebiete unregelmässig im Kristall verteilt sind und verschwommene Übergänge zu den hellen Zonen zeigen (Tafel VI, Fig. 12). Es sind dies sehr wahrscheinlich eher Inhomogenitäts-Erscheinungen in der Zusammensetzung der Feldspäte als eigentliche Orientierungsunterschiede durch mechanische Störungen. Solche Orientierungsunterschiede sind z. B. die Ursachen der undulösen Auslöschung, die dadurch charakterisiert ist, dass die Auslöschung kontinuierlich von einem Rand des Kristalles bis zum anderen wandert. Undulöse Auslöschung der Plagioklase ist im vorliegenden Fall auch vorhanden, ist aber offensichtlich an gewisse Störungszonen des Gesteins gebunden, im Gegensatz zu den wolkenartigen Auslöschungen, die beliebig verteilt sind.

Kalifeldspat: Ist etwas reichlicher im Übergangstypus als im normalen Epidot-Tonalitgneis vorhanden, bleibt jedoch deutlich untergeordnet.

Quarz: Befindet sich in einem viel stärker beanspruchten Zustand als in den massigen Tonalitvarietäten. Er zeigt meistens extrem undulöse Auslöschung und ist sehr oft zerbrochen. Gegen die grösseren Störungszonen hin sind Mörtelkränze und Sandquarz sehr verbreitet. Mengemässig ist eine Zunahme des Quarzes gegen den Augengneisrand zu beobachten, die parallel mit der Zunahme der Feldspäte in gleicher Richtung geht.

Biotit: Er passt sich am besten den Schieferungsverhältnissen des Gesteins an, indem er stellenweise vollständig parallel orientiert ist. Einzelne Blätter und Blätterpakete sind in die Länge gezogen und reihenweise gruppiert; die Enden sind meistens ausgefranst. Sein Zustand ist vorwiegend frisch; nur hie und da können einzelne Blätter randlich chloritisiert sein oder Rutilnadeln (Sagenitgewebe) ausgeschieden haben. Die

Zersetzung wird nur in den Störungszonen bis zur vollständigen Chloritisierung intensiviert. Die Ausbildung des Biotites im Übergangstypus ist sehr merkwürdig: Blätterpakete sind fast nirgends mehr anzutreffen; statt dessen kann man zahlreiche einzelne Biotitfetzen beobachten. Mengenmässig aber ist praktisch kein Unterschied zwischen der normalen und der Übergangsfazies. Bei gleichbleibenden Mengen scheint der Biotit als Folge der Durchbewegung des Gesteins zerrissen und gleichmässig verteilt worden zu sein.

Die optischen Daten sind dieselben wie beim Glimmer des massigen Tonalites. Die Einschlüsse von Epidot, Apatit, Titanit, Erz und Zirkon haben gleichen Charakter wie dort.

Hornblende: Mengenmässig verzeichnet die Hornblende gegen den Augengneisrand hin einen sehr starken Rückgang. Von stellenweise über 18 Vol.% im Epidot-Tonalitgneis geht sie allmählich bis auf 1% im Übergangstypus zurück. Die Hornblendereste im Übergangsgestein haben fast keine Spur mehr von Idiomorphie; sie sind xenomorph ausgebildet. Im normalen Epidot-Tonalitgneis sind die stengeligen Individuen z. T. auch parallel dem Biotit angeordnet; sie zeigen wie dieser die Spuren einer starken Längsstreckung, die sich in ausgefranzten Enden und Absplitterung von kleinen Bruchstücken in der Längsrichtung bemerkbar machen.

Es handelt sich um eine grüne, gewöhnliche Hornblende mit den gleichen optischen Daten wie die auf Seite 312 erwähnten. Die Verzwillingung nach (100) ist hier besonders intensiv, wobei die eingelagerten Zwillingslamellen weit verbreitet sind. Die Hornblende ist in sehr frischem Zustand und sehr beständig; sogar in den stark beanspruchten Störungszonen, wo der Biotit vollständig chloritisiert ist, zeigt sie nur geringfügige Zersetzungserscheinungen.

Für die *Akzessorien*, welche die gleichen sind wie in den anderen Tonalitvarietäten, ist eine leichte Apatitzunahme und eine stellenweise besonders schöne polysynthetische Verzwillingung des Titanites hervorzuheben.

Epidot: Die Epidotkristalle geniessen in diesen gneisigen, bewegten Varietäten einen weniger wirksamen Schutz des Biotites als in den massigen Typen. Sie sind deswegen auch sehr stark korrodiert; stellenweise sind sie bis auf kleine, kümmerliche Reste vollständig resorbiert.

Die optisch-morphologischen Charakteristiken des eisenarmen Pistacites, der auch hier in überwiegenden Mengen vorhanden ist, wurden im vorangehenden Abschnitt behandelt und brauchen nicht mehr wiederholt zu werden. Es hat aber nicht aller Epidot des Epidot-Tonalit-

gneises die gleiche Zusammensetzung und den gleichen Ursprung. Folgende verschiedene Varietäten wurden darnach ausgeschieden:

- | | |
|---|---|
| a) primärer Klinozoisit | } mit $2 V n_{\alpha}$ um 95° |
| b) sekundärer Klinozoisit | |
| c) primärer Fe-armer Pistacit | } mit $2 V n_{\alpha}$ zwischen 90° und 80° |
| d) sekundärer Fe-armer Pistacit | |
| e) sekundärer Fe-reicher Pistacit mit $2 V n_{\alpha}$ zwischen 80° und 70° | |

Der sekundäre Klinozoisit und Fe-arme Pistacit sind an Korngrenzen von Plagioklas aus diesem entstanden.

Der sekundäre Fe-reiche Pistacit, sofort an seinem lebhaften Pleochroismus (n_{γ} = zitronengelb, n_{β} = strohgelb, n_{α} = farblos) erkennbar, ist an Korngrenzen von Plagioklas mit zersetzter Hornblende oder Biotit zu finden und bildet oft einen Saum um die idiomorphen, Fe-armen Epidotkörner, dort wo diese im Kontakt mit den genannten, zersetzten Mineralien stehen. Diese Erscheinung ist sehr charakteristisch für den Epidot der gneisigen Tonalitvarietäten. Wie es auch der Fig. 20 zu entnehmen ist, wachsen ursprünglich idiomorphe, primäre Epidotkristalle auf Konto von zersetzten, melanokraten Gemengteilen sekundär weiter und verlieren damit zum Teil ihre Eigengestaltigkeit. Aber nicht nur zersetzte Mineralien haben auf die Zusammensetzung von Epidot einen Einfluss; Fig. 21 zeigt, dass auch ziemlich „gesunde“ Hornblende die Zusammensetzung des Epidotkornes zu beeinflussen vermag, ohne dabei

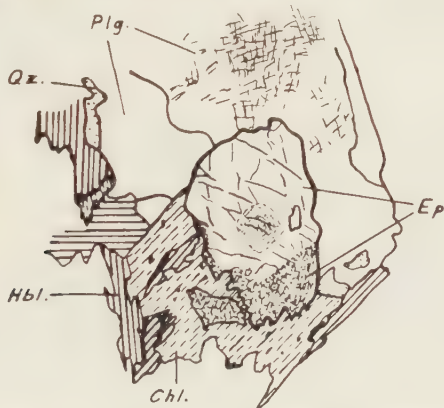


Fig. 20. Sekundäres Wachstum eines idiomorphen Epidotkristalles auf Konto von chloritisierter Hornblende. Feinpunktigt: Pistacit mit Pleochroismus und hoher Doppelbrechung. In der Mitte des idiomorphen Epidotteiles der Orthitkern desselben.

Epidot-Tonalit, Weg Biscia-San Iorio. Dünnschliff Nr. 59, Vergr. 36:1.

dessen idiomorphe Umgrenzung zu stören. Es besteht durchaus der Eindruck einer Fe-Aufnahme des Epidotes aus der angrenzenden Hornblende. Unter welchen Umständen eine solche Aufnahme stattzufinden vermag, wird durch Fig. 22 erklärlich. Man erkennt darin deutlich, dass Störungstreifen im Epidotkristall, durch Biegung desselben entstanden, eisenreicher sind als der Kristall selber. Man kann daraus den Schluss ziehen, dass mechanische Störungen im Kristallgitter des Epidotes

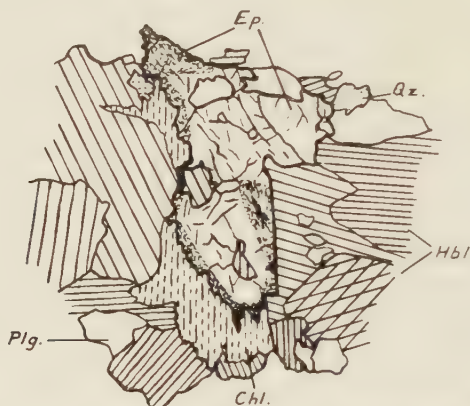


Fig. 21. Eisenaufnahme des Epidotes aus der Hornblende (rechts im Bild an der geraden Grenze des Epidotes) und sekundäres Wachstum des Epidotes auf Konto von Chlorit (links und oben). Die idiomorphe Umgrenzung des Epidotes ist deutlich zu erkennen, ebenso der Saum des gelblich pleochroitischen, Fe-reichen Pistacites (feinpunktiert).

Epidot-Tonalitgneis, Alpe Scenc. Dünnschliff Nr. 101, Vergr. 21:1.

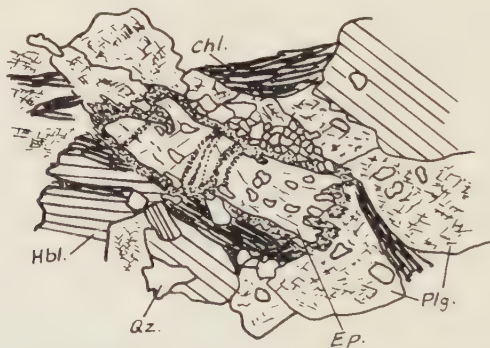


Fig. 22. Gebogener Epidotkristall mit pistacitisierten Beugungszonen und randlich sekundärem Wachstum auf Konto von Chlorit und Plagioklas. Oberhalb Epidot: Sandquarz. Feinpunktiert: stark pleochroitisches Pistacit.

Epidot-Tonalitgneis-Katalasit, Monti del Dosso. Dünnschliff Nr. 61, Vergr. 22:1.

diesen zur Aufnahme von freigewordenem Eisen fähig machen. Dieselben Kräfte, die den Epidot stören, können auch die Hornblende- und Biotitkristalle beeinflussen, wobei z. B. durch Chloritisierung Fe frei wird.

Diese Erkenntnisse sind wichtig für die Erklärung der Variation in der Zusammensetzung des idiomorphen Epidotes innerhalb des Epidot-Tonalitgneises. Tatsächlich variiert die Zusammensetzung der Epidotkörner bei gut erkennbarer Idiomorphie innerhalb desselben Schliffes ziemlich stark, was an der Intensität der Polarisationsfarben leicht erkenntlich ist. Wären diese Körner sekundär entstanden, so würde man die Inhomogenität durch die verschiedenen Bildungsverhältnisse an Ort und Stelle leicht erklären können. Wenn man aber annimmt, dass Epidot eine primäre Ausscheidung darstellt, die ursprünglich mehr oder weniger einheitlich sein musste, so erklärt nur die oben erläuterte Fe-Aufnahme die vorhandene Schwankung in dessen Zusammensetzung.

Ein weiteres Argument zur Stützung dieser Hypothese ist die Beobachtung, dass Fe-reicher, idiomorpher Epidot vorwiegend dort anzutreffen ist, wo er von Hornblende, Biotit oder Chlorit begleitet wird, während Klinozoisit meistens von hellen Gemengteilen umgeben ist. Es geht aber aus den bisherigen Aussagen klar hervor, dass in den ungestörten Gesteinsvarietäten auch Klinozoisit neben melanokraten Gemengteilen ohne weiteres existieren kann, denn die Voraussetzung für eine Fe-Aufnahme ist die Störung des Kristallgitters. Die Schwankung in der Epidotzusammensetzung des Epidot-Tonalitgneises zeugt also für die unruhigen Verhältnisse, welche für dieses Gestein geherrscht haben müssen, im Gegensatz zu den einzelnen geschützten, reliktschen Stellen, wo der Tonalit massig geblieben ist.

Der *Chlorit* kann mengenmässig sekundär aus der Biotitumwandlung stark angereichert sein.

Struktur und Textur

Die Struktur des Epidot-Tonalitgneises kann man als grano- bis schwach porphyroblastisch bezeichnen; die glimmerreichen Partien haben eine lepidoblastische Struktur (Fig. 23). Die Porphyroblasten sind vorwiegend aus hellen Gemengteilen gebildet; nur in der erwähnten Gegend von Alpe Pisciarotundo und Alpe Fossada ist auch die Hornblende daran beteiligt. Der Quarz ist sehr oft in Zügen geordnet, erscheint aber auch nicht selten in seiner gewöhnlichen Rolle als Lückenfüllung. Innerhalb der Quarzzüge, die vor allem im Übergangstypus weit verbreitet auftreten, sind die einzelnen Quarzkörner miteinander verzahnt. Der Biotit

ist vollständig parallel orientiert und hüllt fluidalartig die leukokraten Flasern ein.

Im Übergangstyp zum Augengneis ist die Anordnung bei feinerem Korn gleich wie im Normaltyp, aber der Feldspat bildet zum Teil bereits kleinere Augen, die eine porphyroblastische Struktur bedingen (Fig. 24). Interessant ist in dieser Übergangszone die Entwicklung der Augen von dem ursprünglich gleichmässige Verteilung aufweisenden, massigen Tonalit bis zum eigentlichen Augengneis. Die leukokraten Gemengteile bilden zuerst heterogen zusammengesetzte Flasern von Quarz und Plagioklas. Je näher man dem Übergangstyp kommt, desto deutlicher wird die Umbildung dieser Flasern zu eigentlichen Plagioklasäugen. Der Plagioklas verdrängt die Quarzkörner gegen den Flaserand, bildet langsam Porphyroblasten, die immer grösser werden und stösst dabei den Biotit und die Hornblende zur Seite, so dass diese Mineralien eine fluidalartige Anordnung erhalten. Klastische Strukturen sind in der Nähe



Fig. 23. Beispiel eines Strukturbildes von mittelkörnigem Epidot-Tonalitgneis.
Dünnschliff Nr. 190, Weg Biscia-San Iorio.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende,
Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

der grossen Mylonitzonen sowie in der unmittelbaren Umgebung der Kluftflächen zu finden.

Eine eigentliche Ausscheidungsfolge, wie sie im massigen Tonalit möglich war, kann im vorliegenden Fall nicht mehr festgestellt werden. Das Gestein weist Umwandlungen struktureller und textueller Natur auf, die fast durchwegs die ursprüngliche Anordnung zerstört haben. Als



Fig. 24. Beispiel eines Strukturbildes von feinkörnigem, hornblendearmem Epidot-Tonalitgneis aus der Übergangszone zum Augengneis. Dünnschliff Nr. 66, oberhalb Alpe Fossada.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Hbl. = Hornblende, Bi. = Biotit, Ep. = Epidot.

unbestrittene Erstausscheidungen bleiben die Akzessorien in der Reihenfolge Apatit, Titanit, Erz und Zirkon. Die melanokraten Gemengteile lassen auch teilweise, an weniger stark beanspruchten Stellen, eine Reihenfolge erkennen: Epidot, Biotit-Hornblende. Die hellen Gemengteile sind aber schwerer zu beurteilen, da gewisse Rekristallisationen von Feldspäten und Quarz stattgefunden haben müssen, die manchmal sehr schwer von den primären Ausscheidungen unterschieden werden können.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Da dieser Gesteinstypus die Hauptmasse des ganzen Tonalitzuges bildet, wurde ihm in chemischer Hinsicht eine grössere Aufmerksamkeit geschenkt. Es wurden folgende Proben einer chemischen Analyse unterzogen: eine mittelkörnige Probe aus der Gegend oberhalb Alpe Boga (Handstück Nr. 99), eine grobkörnige Probe aus der Gegend des rechten Meraufers, südlich von Dascio (Handstück Nr. 256), und eine Probe aus einem Steinbruch im feinkörnigen Übergangstyp der linken Meraufer, oberhalb Dubino (Handstück Nr. 248). Es ist ausserdem noch eine von R. STAUB (1916) publizierte Analyse aus dem Val Melirolo vorhanden, die als Vertreter des westlichen Tonalitendstückes in die Betrachtungen miteinbezogen wurde.

4. Epidot-Tonalitgneis (quarzführender Epidot-Biotit-Hornblendendioritgneis), (Nr. 99), Alpe Boga. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	56,34	si	165	Q	39,1	Q	7,2
Al ₂ O ₃	18,65			Kp	7,1		
Fe ₂ O ₃	2,13	al	32	Ne	16,6	Or	11,8
FeO	4,05	fm	31,5	Cal	19,1	Ab	27,7
MnO	0,09	c	24	Cs	1,6	An	31,8
MgO	3,87	alk	12,5	Fs	2,2		
CaO	7,65			Fa	4,9	Wo	2,1
Na ₂ O	3,05	k	0,31	Fo	8,2	Hy	5,1
K ₂ O	2,03	mg	0,53	Cp	0,4	En	10,9
H ₂ O +	0,86			Ru	0,8		
H ₂ O -	0,02	ti	2,3			Mt	2,2
TiO ₂	1,03	p	0,3	Q	39,1	Ru	0,8
P ₂ O ₅	0,26			L	42,8	Cp	0,4
Total	100,03	al-alk	+ 19,5	M	16,9		
		t	— 4,5	Akz	1,2	Magmatypus: tonalitisch/ peléitisch	
		qz	+ 15	π	0,44		
				γ	0,09		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	52,5 Vol. %	Epidot	7,3 Vol. %
Hornblende	17,5 „	Kalifeldspat	1,5 „
Biotit	11,9 „	Chlorit	1,2 „
Quarz	7,3 „	Akzessorien	0,8 „

5. Epidot-Tonalitgneis (Nr. 256), S. Dascio. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	56,02	si	162	Q	36,7	Q	4,5
Al ₂ O ₃	17,78			Kp	8,1		
Fe ₂ O ₃	2,52	al	30	Ne	20,1	Or	13,5
FeO	4,22	fm	32	Cal	15,1	Ab	33,5
MnO	0,09	c	23,5	Cs	2,8	An	25,1
MgO	3,80	alk	14,5	Fs	2,6		
CaO	7,55			Fa	5,0	Wo	3,7
Na ₂ O	3,70	k	0,29	Fo	7,9	Hy	4,9
K ₂ O	2,22	mg	0,51	Cp	1,0	En	10,5
H ₂ O +	0,95			Ru	0,7		
H ₂ O -	0,01	ti	2,2			Mt	2,6
TiO ₂	1,05	p	0,6	Q	36,7	Ru	0,7
P ₂ O ₅	0,51			L	43,3	Cp	1,0
Total	100,42	al-alk	+ 15,5	M	18,3		
		t	- 8	Akz	1,7	Magmatypus: tonalitisch/ peléitisch	
		qz	+ 4	π	0,35		
				γ	0,15		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	52,9 Vol. %	Hornblende	7,4 Vol. %
Biotit	17,6 „	Kalifeldspat	2,8 „
Quarz	9,0 ..	Akzessorien	1,0 „
Epidot	8,8 „	Chlorit	0,5 „

6. Epidot-Tonalitgneis (Nr. 248), Dubino. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	57,11	si	169	Q	38,8	Q	7,8
Al ₂ O ₃	17,97			Kp	7,1	Or	11,8
Fe ₂ O ₃	3,10	al	31	Ne	19,5	Ab	32,5
FeO	3,26	fm	32	Cal	16,3	An	27,2
MnO	0,11	c	23	Cs	2,0		
MgO	3,78	alk	14	Fs	3,3	Wo	2,7
CaO	7,21			Fa	3,9	Hy	3,0
Na ₂ O	3,59	k	0,27	Fo	7,8	En	10,4
K ₂ O	2,00	mg	0,52	Cp	0,7		
H ₂ O +	1,12			Ru	0,6	Mt	3,3
H ₂ O -	0,05	ti	2,1			Ru	0,6
TiO ₂	0,94	p	0,5	Q	38,8	Cp	0,7
P ₂ O ₅	0,40			L	42,9		
Total	100,64	al-alk	+ 17	M	17,0	Magmatypus: peléitisch	
		t	- 6	Akz	1,3		
		qz	+ 13	π	0,38		
				γ	0,12		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	54,7 Vol. %	Hornblende	5,6 Vol. %
Biotit	16,2 „	Kalifeldspat	4,3 „
Quarz	10,6 „	Akzessorien	0,8 „
Epidot	7,8 „		

7. Tonalit, Val Melirolo. Analytiker: S. STAUB.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	56,22	si	168	Q	41,1	Q	14,0
Al ₂ O ₃	17,54			Kp	5,7		
Fe ₂ O ₃	4,80	al	31	Ne	15,1	Or	9,5
FeO	2,28	fm	32,5	Cal	19,1	Ab	25,2
MnO	0,13	c	25,5	Cs	1,3	An	31,8
MgO	3,51	alk	11	Fs	5,1		
CaO	7,98			Fa	2,9	Wo	1,7
Na ₂ O	2,74	k	0,26	Fo	7,5	Hy	0,5
K ₂ O	1,54	mg	0,48	Cp	1,5	En	10,0
H ₂ O+	1,17			Ru	0,7		
H ₂ O-	0,09	ti	2,2			Mt	5,1
TiO ₂	0,97	p	1,0	Q	41,1	Ru	0,7
P ₂ O ₅	0,77			L	39,9	Cp	1,5
Total	99,74	al-alk	+ 20	M	16,8		
		t	— 5,5	Akz	2,2	Magmatypus: peléitisch	
		qz	+ 24	π	0,43		
				γ	0,08		

Quelle: R. STAUB, Beitrag Geol. Karte d. Schweiz, NF 46, I (1916), 15.

Diese Resultate zeigen also auf der ganzen Strecke von Melirolo nach Dubino einen konstanten Chemismus. Es ist lediglich eine leichte Zunahme der Alkalien gegen E bei einer geringen Abnahme des c-Wertes in der gleichen Richtung festzustellen. Der Tonerdeüberschuss (al-alk) wird gegen E entsprechend vermindert. Da die alk-Zunahme stärker ist als die entsprechende c-Abnahme, hat dies, bei praktisch gleichbleibendem al-Wert, auch eine Herabsetzung des kleinen, negativen Tonerdeüberschusses zur Folge.

Die Niggli-Werte dieser vier Analysen können in erster Linie mit denen verglichen werden, die unter a, b und c im ersten Abschnitt aufgeführt worden sind und damit natürlich auch mit den bisher besprochenen Resultaten der anderen Tonalitvarietäten, da der Gesamtchemismus des Zuges ziemlich einheitlich ist. Als weitere Vergleichswerte seien hier noch diejenigen der folgenden vier Analysen aus Bergell und Adamello erwähnt:

- h) Tonalit, oberhalb Poirä, auf 1300 m, Valtelina, Anal. L. HEZNER, *Chemismus schweizerischer Gesteine*, 1930, 250, Nr. 26.
 i) Tonalit aus der Baitone-Nordwand, Adamello, G. SCHIAVINATO, *Rendic. Soc. Min. Ital.* 7, 1951, 151. Anal. Autor.
 j) Tonalit mit Paralleltexur, Lago di Barca, Presanella-Gruppe, D. COLBERTALDO, *Rend. Soc. Min. Ital.* 8, 1952, 110. Anal. Autor.
 k) Amphibolit bis Tonalit, N-Seite des Monte Coppetto, W-Adamello, B. ZANNETTIN, *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 19, 1956, 63. Anal. Autor.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
h)	182	32	33,5	21	13,5	0,41	0,54	1,7	0,3	tonalitisch
i)	187	32	30,5	22,5	15	0,33	0,42	2,1	0,2	tonalitisch
j)	193	30,5	32,5	24	13	0,43	0,44	3,4	—	tonalitisch
k)	165	33	30	26	11	0,18	0,43	0,7	0,5	peléitisch

Die Analysen h und j haben einen viel höheren k-Wert, wurden jedoch berücksichtigt, weil sie von Gesteinen stammen, die in der betreffenden Literatur als Tonalite beschrieben worden sind.

4. Die hellen Bänder im Tonalit

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Helle, leukokrate Bänder sind fast auf der ganzen Strecke des Tonalitzuges anzutreffen. Überall dort, wo ausgedehntere Aufschlüsse vorhanden sind, wird man auf diese sonst eher unauffällige Erscheinungen aufmerksam. Eine leichte Zunahme gegen E ist festzustellen, während sie gegen das Westende des Zuges hin eher zurücktreten. Besonders reichlich und leicht erreichbar sind sie im Bachbett von Sorico, wenig oberhalb der Strasse nach Dubino. Sehr schön sind sie auch im Gebiet des Grenzkammes, wo die kahlen Felsen einen guten Einblick in deren Verlauf und strukturelle Beziehungen gestattet. Es handelt sich um durchwegs schmale, konkordante Bänder, die durch das Zurücktreten von Biotit und die Anreicherung von Quarz heller erscheinen als ihre Umgebung. Diese Bänder haben meistens Mächtigkeiten zwischen 1–5 cm (selten 10 cm), und ihre Grenzen zum normalen Gestein sind nie scharf, sondern immer verschwommen, übergangsartig. Diskordante Bänder oder linsenförmige bis schlierige Gebilde wurden nirgends beobachtet.

Die hellen Bänder sind in allen bisher besprochenen Tonalitvarietäten zu finden, mit Ausnahme des Übergangstypus von Epidot-Tonalitgneis zum Augengneis, wo sie vollständig zu fehlen scheinen.

Im Handstück erkennt man als Komponenten Plagioklas, Quarz, Hornblende und sehr oft Titanit, der stellenweise stark angereichert sein kann. Der Zustand all dieser Mineralien ist sehr frisch; alle hellen Bänder

machen einen viel frischeren Eindruck als das sie umgebende Gestein. Nur in den grossen Störungszonen sind sie zusammen mit dem Tonalit mylonitisiert. Die Klüftung erfasst auch sie.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Resultate der Integrationsanalyse sind die folgenden (in Klammern häufige Variationswerte):

Plagioklas	45 %	(38—51 %)
Quarz	25 %	(18—27 %)
Hornblende	20 %	(13—25 %)
Kalifeldspat	5 %	(2—8 %)
Biotit	1 %	(0—5 %)
Epidot	1 %	(0—5 %)
Chlorit	1 %	(0—2 %)
Titanit, Apatit, Zirkon, Erz	2 %	(0,5—5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Kann stellenweise zugunsten von Hornblende und Quarz stark zurücktreten. Seine Zusammensetzung ist die gleiche wie im umgebenden Gestein. Es wurden An-Gehalte von 38 % bis 48 % gemessen. Zonarer Bau wurde nirgends getroffen. Die Zwillingsgesetze sind die gleichen wie in der übrigen Gesteinsmasse; die Albitlamellen sind nicht so stark gebogen wie im Epidot-Tonalitgneis. Undulöse oder wolkige Auslöschungen sind eher selten. Die Plagioklasindividuen sind sehr frisch, vorwiegend ohne Spur von Zersetzungserscheinungen.

Kalifeldspat: Ist stellenweise gegenüber den anderen Tonalitvarietäten etwas angereichert. Zu erwähnen ist eine Reaktionsstelle aus dem Schliff Nr. 103 (siehe weiter unten), an welcher deutlich sichtbar ist wie sich Kalifeldspat am Kontakt zwischen Plagioklas und chloritisiertem Biotit bildet. Diese auf K-Abgabe — bzw. -Aufnahme — beruhende Umwandlung ist zwar nur vereinzelt beobachtet worden, könnte jedoch eventuell z. T. die leichte Zunahme des Kalifeldspates erklären.

Quarz: Befindet sich sowohl als Füllmasse in den Zwickeln als auch in Quarzzügen angeordnet. Die einzelnen Individuen dieser Züge können miteinander verzahnt sein. Kataklastische Erscheinungen sind in den gneisigeren Typen oft anzutreffen und können auch eigentliche Mörtelkränze bilden. Die Auslöschung ist mit Ausnahme von wenigen massigen Partien immer undulös.

Hornblende: Ist der einzige melanokrate Bestandteil, welcher eine grössere Rolle in der Mineralzusammensetzung der hellen Bänder spielt. Sie kann diesem stellenweise ein porphyrtartiges Aussehen verleihen, doch sind diese Stellen meistens nur wenige cm mächtig. Sie besitzt die gleichen optischen Charakteristika wie diejenigen der anderen Tonalittypen und zeigt stark xenomorphe Ausbildungen. Oft ist sie siebartig mit hellen Gemengteilen durchspickt. Eine interessante Erscheinung zeigt sie in einer Probe aus der Gegend von Alpe Scenc (Dünnschliff Nr. 103). Grössere Hornblendekristalle sind randlich zertrümmert, und deren Trümmer wurden von allen umgebenden hellen Gemengteilen eingeschlossen. Dies zeugt für eine Kristallisation der hellen Gemengteile nach dem klastischen Vorgang, der die Hornblende in Mitleidenschaft gezogen hat.

Biotit: Fehlt fast vollständig oder ist nur in untergeordneten Mengen anzutreffen. Es sei hier auf einige schmale, fetzenartige Epidot-Tonalitgneis-Partien hingewiesen, die aus der Hauptgesteinsmasse randlich parallel in die hellen Bänder eindringen und sich allmählich auflösen. In solchen sich auflösenden Gesteinsfetzen ist der Biotit reichlicher vertreten, verschwindet aber rasch wieder.

Titanit: Der Titanit ist oft ziemlich stark angereichert und kann mit blossen Auge in seinem gewöhnlichen Briefcouvert-Habitus beobachtet werden. Auch er zeigt oft Resorptionserscheinungen.

Die übrigen Nebengemengteile sind in üblicher Ausbildung und Mengen vorhanden.

Epidot: Er ist fast völlig resorbiert: hie und da zeugen einzelne, oft noch wenigstens auf einer Seite von Hornblende geschützte Relikte von den ursprünglich wahrscheinlich reichlicher vorhandenen und idiomorph ausgebildeten Individuen. Sekundärer Epidot ist in den gneisigen Varietäten etwas reichlicher vertreten und zeigt die bekannte Tendenz zur Sammelkristallisation an Korngrenzen von Plagioklas.

Struktur und Textur

Die Struktur der hellen Bänder ist meistens ähnlich derjenigen des normalen Epidot-Tonalitgneises (Fig. 23), d. h. grano- bis schwach porphyroblastisch, wobei aber die lepidoblastischen Partien zusammen mit dem Glimmer wegfallen. Massigere, helle Bänder aus den massigen Tonalitvarietäten haben die gleiche hypidiomorph-körnige Struktur, wie sie in Fig. 9 dargestellt ist. Klastische Strukturelemente fehlen nicht, sind aber seltener als im Tonalitgneis.

Der relativ geringere Grad der Kataklyse der hellen Bänder gegen-

über dem des umgebenden Gesteins und das Vorhandensein von Hornblendetrümmern, eingeschlossen in den hellen Gemengteilen, könnten eventuell als Ausschwitzung dieser Bänder aus dem Nebengestein gedeutet werden. Eine solche kommt aber wohl kaum in Frage, denn dazu müsste nachträglich der ganze Komplex wieder in grössere Tiefe versetzt worden sein, wofür keine Anzeichen vorliegen. Es scheinen vielmehr Differentiationsprozesse wirksam gewesen zu sein. Die klastischen Vorgänge, die zur Zertrümmerung der Hornblende führten, dürften eventuell einer Protoklase zuzuschreiben sein, während der mechanisch nicht deformierte Zustand der hellen Gemengteile durch intensivere Rekristallisation bedingt wäre. Für Differentiationsvorgänge sprechen auch das gleichzeitige Fehlen des Biotites und die Anreicherung der Hornblende (primär nur Hornblende an Stelle des Biotites ausgeschieden), die graduellen Übergänge zum Tonalit und die Titanitanreicherung.

Eine Ausscheidungsfolge kann in der gleichen Art und Weise aufgestellt werden, wie dies beim massigen Tonalit geschah, aber inwieweit die hellen Gemengteile rekristallisiert sind, kann man nicht entscheiden.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Die chemische Analyse einer Probe aus dem Bachbett von Sorico (Handstück Nr. 234a) hat folgende Resultate geliefert.

8. Hornblende-Quarzdiorit (Nr. 234a), helles Band im Epidot-Tonalitgneis, Sorico. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	64,98	si	240	Q	50,0	Q	22,5
Al ₂ O ₃	16,82			Kp	4,7		
Fe ₂ O ₃	1,65	al	36,5	Ne	18,2	Or	7,8
FeO	1,66	fm	21	Cal	16,4	Ab	30,3
MnO	0,08	c	27,5	Cs	1,7	An	27,3
MgO	1,99	alk	15	Fs	1,8		
CaO	6,92			Fa	2,0	Wo	2,3
Na ₂ O	3,36	k	0,21	Fo	4,1	Hy	1,5
K ₂ O	1,36	mg	0,52	Cp	0,6	En	5,4
H ₂ O +	0,36			Ru	0,5		
H ₂ O -	0,05	ti	1,7			Mt	1,8
TiO ₂	0,61	p	0,4	Q	50,0	Ru	0,5
P ₂ O ₅	0,25			L	39,3	Cp	0,6
Total	100,09	al-alk	+ 21,5	M	9,6		
		t	- 6	Akz	1,1	Magmatypus: leukopeléeitisch	
		qz	+ 80	π	0,42		
				γ	0,17		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	50,4 Vol. %
Quarz	24,7 „
Hornblende	14,5 „
Kalifeldspat	7,4 „
Epidot	1,0 „
Chlorit	0,7 „
Akzessorien (vorwiegend Titanit und Apatit)	1,3 „

Da diese Probe, ausser geringe Mengen von komplexen Mineralien (Epidot, Chlorit), hauptsächlich aus Feldspäten, Quarz und Hornblende besteht, bietet sie eine gewisse Möglichkeit für die Berechnung der Hornblende-Zusammensetzung an Hand der Äquivalentnorm. Der Berechnungsvorgang wurde von H. S. WANG (1939, 44) eingehend dargestellt und ist darum im folgenden nur in grossen Zügen angegeben.

Die gemessenen Volumenprocente der Komponenten werden zunächst in Gewichtsprocente umgewandelt:

	Vol. %	spez. Gewicht	Gew. %
Plagioklas (46 % An)	50,4	2,68	49,0
Quarz	24,7	2,65	23,8
Hornblende	14,5	3,2	16,9
Kalifeldspat	7,4	2,57	6,9
Epidot	1,0	3,3	1,2
Chlorit	0,7	~2,8	0,7
Akzessorien	1,3	~3,3	1,5

An Hand der Gewichtsprocente berechnet man die Basiswerte der Feldspäte und des Quarzes. Dies ist erlaubt, da die Äquivalentgewichte der in Betracht kommenden Mineralien einander so ähnlich sind, dass sich Gewicht- und Äquivalentprocente nur sehr wenig unterscheiden.

	Kp	Ne	Cal	Q
23,8 Q =				23,8
6,9 Or =	4,1			2,8
26,4 Ab =		15,8		10,6
22,6 An =			13,6	9,0
	4,1	15,8	13,6	46,2

Nach Abzug dieser Werte von der gesamten Basis des Gesteins bleibt für Hornblende, Epidot und Chlorit übrig:

0,6 Kp, 2,4 Ne, 2,8 Cal, 1,7 Cs, 1,8 Fs, 2,0 Fa, 4,1 Fo, 3,8 Q, Σ 19,2.

Ru kann nicht in Betracht gezogen werden, da ungewiss ist, wieviel TiO_2 in Hornblende und wieviel in Titanit eingeht. Der Titanitgehalt ist ausserdem oft innerhalb desselben Handstückes stark variabel.

Auf Σ 100 umgerechnet:

$$\underbrace{3,1 \text{ Kp} + 12,5 \text{ Ne} + 14,6 \text{ Cal}}_{30,2 \text{ L}} + \underbrace{8,9 \text{ Cs} + 9,4 \text{ Fe} + 10,3 \text{ Fa} + 21,4 \text{ Fo} + 19,8 \text{ Q}}_{50,0 \text{ M}}$$

Die Zahl der elektropositiven Atome ist aus dem Basisrest folgendermassen erhältlich:

	Si	Al	Fe'''	Fe''	Mg	Ca	Na	K
0,6 Kp	0,2	0,2						0,2
2,4 Ne	0,8	0,8					0,8	
2,8 Cal		1,9				0,9		
1,7 Cs	0,6					1,1		
1,8 Fs	0,6		1,2					
2,0 Fa	0,7			1,3				
4,1 Fo	1,4				2,7			
3,8 Q	3,8							
	8,1	2,9	1,2	1,3	2,7	2,0	0,8	0,2

Durch Multiplikation mit dem betreffenden Molekulargewicht erhält man die Gewichtsverhältnisse und daraus die Gewichtsprocente.

	Gew.-Verhältnisse	Gew. %
SiO_2	4,91	45,42
Al_2O_3	1,48	13,68
Fe_2O_3	0,96	8,87
FeO	0,93	8,59
MgO	1,09	10,07
CaO	1,12	10,32
Na_2O	0,24	2,22
K_2O	0,09	0,83
Σ	10,82	100,00

Die Umrechnung in Kationenprozent nach B. E. WARREN (1930) (die auf 46 statt auf 48 O bezogen wurde, da H_2O nicht berücksichtigt wurde) ergibt folgende Resultate:

	O-Zahl in Oxyden	O-Zahl auf 46 O umgerechnet	Zahl der dazu gehörigen Kationen	Gesamte Kationen	
Si	16,2	25,82	14,90	1,10	16,00 IV
Al	4,35	6,94	4,63		
Fe ^m	1,8	2,87	1,90	3,53	11,80 VI
Mg	2,7	4,30	4,30		
Fe ⁿ	1,3	2,07	2,07		4,80 VIII
Na	0,4	0,64	1,28		
Ca	2,0	3,20	3,20		
K	0,1	0,16	0,32		
	28,85	46,00	32,60		

Es ist ersichtlich, dass die Kationenzahl gegenüber O etwas höher ausfällt als dies für Hornblende allgemein der Fall zu sein pflegt, nämlich 30—32 Kationen auf 48 O. Es dürfte dies davon herrühren, dass einerseits in der Gesamtsumme der Gew. ‰ die H₂O- und TiO₂-Werte fehlen und dass andererseits die immerhin fast 2 ‰ betragenden Epidot- und Chloritmengen in der Berechnung ausser acht gelassen wurden.

Unter Berücksichtigung dieser Punkte kann das Resultat der Berechnung als befriedigend angesehen werden, und es dürfte die ungefähre Zusammensetzung der Hornblende zum Ausdruck bringen.

Der Projektionspunkt im QLM-Dreieck fällt in das Hornblendefeld der Mesozone, knapp an der Grenze gegen das Feld der Kata-Hornblenden (H. S. WANG, 1930, Diagramm 17).

Dem Chemismus der analysierten hellen Bänder im Tonalit stehen auf Grund der Niggli-Werte folgende drei Gesteine aus dem Adamello- und Bergellermassiv nahe:

- l) Tonalitische Randfazies, Val Rabbia bei Rino, Adamello, in C. GOTTFRIED, Chem. der Erde 7, 1932, 590. Anal. G. ODEBRECHT.
- m) Biotittonalit, Malga Vallina, Alta Val Nambrone, Adamello. M. FENOGLIO, Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova 13, 1938, 15. Anal. Autor.
- n) Granit, basische Randfazies, Vallun del Larg, zwischen Casaccia und Vicosoprano, Bergell, Anal. J. JAKOB, Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 7.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
l)	265	38	24	21	17	0,37	0,47	1,9	—	leukopeléitisch
m)	259	36,5	24,5	21,5	17,5	0,43	0,40	1,4	—	leukotonalitisch
n)	207	41,5	21,5	17	20	0,29	0,44	1,5	0,4	leukotonalitisch

Alle drei Vergleichsgesteine entsprechen leukotonalitischen bis leukopeléitischen Magmen, unterscheiden sich jedoch ziemlich stark durch das Verhältnis

$c/fm < 1$ und durch den grösseren k -Wert von denjenigen des Hornblende-Quarzdiorites.

Immerhin geht aus dem Vergleich hervor, dass sich ähnliche Chemismen unter den Gesteinen des Bergeller Massivs und des Adamello finden, was eine Deutung der hellen Bänder im Tonalit als Differenziate des tonalitischen Magmas zum mindesten als nicht unwahrscheinlich erscheinen lässt.

5. Die dunklen Schollen und Schlieren im Tonalit

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Dunkle Partien innerhalb der Gesteinsmasse treten seltener auf als helle und sind im Gegensatz zu diesen nirgends als Bänder anzutreffen. Ihre Verbreitung scheint allgemein auf die Tonalit- bis Epidot-Tonalitgneis-Varietäten beschränkt zu sein. Im Augengneis wurden sie nicht beobachtet; sie unterscheiden sich gründlich von den Paragneis-Schollen und -Lagen im Augengneis, welche bereits auf Seite 301 besprochen wurden.

Es handelt sich, wie dies aus den Fig. 25 und 26 ersichtlich ist, meistens um kleine, 10—30 cm lange, dunkle Massen, die zum Teil rundlich, zum Teil ausgezogen schlierig erscheinen. Die länglichen Schlieren sind immer parallel zur Schieferung orientiert. Die Abgrenzung gegenüber der Hauptgesteinsmasse ist auf den ersten Blick im allgemeinen schärfer als diejenige der hellen Bänder; dies führt dazu, dass die dunklen Schlieren deutlich hervortreten. Bei näherer Betrachtung stellt man jedoch den gleichen, allmählichen Übergang von einem Gestein zum anderen fest, wie er für die hellen Bänder charakteristisch ist. Dieser Übergang erfolgt



Fig. 25. Dunkle, rundliche Schollen im Epidot-Tonalitgneis von Valle di Livo.

jedoch hier im mm-Bereich, während er sich dort innerhalb von 1 bis 2 cm abspielet. Scharfe, biotitreiche Kontaktflächen wurden nirgends angetroffen.

Im Handstück sind neben Hornblende und Plagioklas auch Biotit und einzelne grössere Titanitkristalle sichtbar.

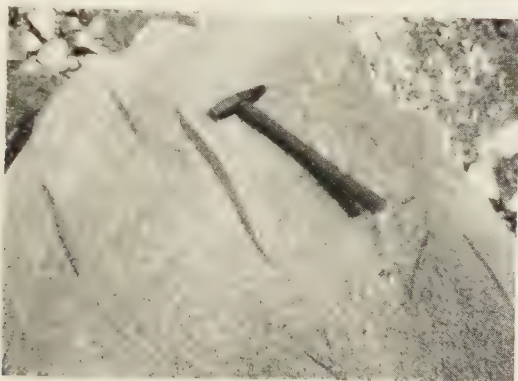


Fig. 26. Dunkle, langgezogene Schollen im Epidot-Tonalitgneis von Valle di Livo.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Folgende mittlere Werte wurden aus der Integrationsanalyse ermittelt (in Klammern die Variationswerte):

Hornblende	45 %	(35—50 %)
Plagioklas	30 %	(22—35 %)
Biotit	15 %	(10—20 %)
Quarz	4 %	(2—7 %)
Kalifeldspat	2 %	(1—6 %)
Epidot	1 %	(0—3 %)
Titanit, Erz, Apatit, Zirkon	3 %	(1—5 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Der Plagioklas ist mengenmässig der Hornblende und dem Biotit untergeordnet. Dies dürfte wohl das einzige Gestein des ganzen Tonalitzuges sein, bei dem dies der Fall ist. Sein Verhalten gegenüber den anderen Gemengteilen ist gleich wie bei den bisher behandelten Tonalitvarietäten. Er ist immer frisch, ausser in den mechanisch beanspruchten Zonen, von welchen die basischen Schlieren auch miterfasst

wurden und wo der Plagioklas teilweise saussuritisiert ist. Undulöse Auslöschungen und gebogene Zwillingslamellen sind in den gneisigen Varietäten vorhanden, hingegen wurden „wolkenartige Auslöschungen“, wie die auf Seite 333 beschriebenen, nicht angetroffen.

Die Zusammensetzung der Plagioklase scheint ziemlich konstant und unabhängig von derjenigen des einschliessenden Gesteins zu sein. Bei einem allgemeinen Anorthitanteil von 46–50 % sind sie etwas basischer als die Plagioklase des Tonalites und Tonalitgneises. Besonders in gewissen Epidot-Tonalitgneis-Varietäten, deren Plagioklase um 40 % An aufweisen, ist der Unterschied zu den eingeschlossenen, basischen Schlieren deutlicher. Die Zwillingsgesetze sind die gleichen wie im Tonalit: Albit, Periklin, Karlsbad, einzeln oder kombiniert.

Kalifeldspat: Immer untergeordnet, kann er stellenweise bis zu 6 % des Mineralbestandes ausmachen. Dies ist jedoch eher eine Ausnahme, da der mittlere Kalifeldspatgehalt um 2 % liegt. Er füllt zusammen mit dem Quarz die letzten Zwickel der übrigen Gemengteile und weist dieselben optischen und morphologischen Eigenschaften auf, wie in den übrigen bisher besprochenen Gesteinsvarietäten.

Quarz: Tritt in den massigen Varietäten stark zurück (bis auf 2 %) und ist in den gneisigen Arten in Form von Quarzzügen etwas reichlicher vertreten. Er tritt vorwiegend als Zwickelfüllung auf, vereinzelt sogar auch in den schiefrigen Varietäten. In den letzteren löscht er ziemlich stark undulös aus und zeigt auch Risse. Sandquarz wurde nur in den Störungszonen angetroffen.

Hornblende: Dominiert mengenmässig und zeigt fast durchwegs idiomorphe Umrisse, ist aber stellenweise mit Quarz stark durchsetzt. Die einzelnen, meist stengelig ausgebildeten Individuen weisen stark variable Korngrössen auf (0,2–5 mm). Zwillingsbildung nach (100), z. T. in Form feiner Zwillingslamellen, werden oft angetroffen. Die optischen Daten weichen von denen der Hornblende aus Tonalit etwas ab:

Pleochroismus: n_α gelblich
 n_β blassgrün
 n_γ grün, ins bläuliche
 n_γ/c um 18°

Auf Grund des schwächeren Pleochroismus kann auf einen grösseren Mg- und geringeren Fe-Gehalt geschlossen werden.

Biotit: Ist meist mit der Hornblende verwachsen und scheint z. T. aus dieser hervorgegangen zu sein. Er zeigt folgenden Pleochroismus:

n_{α} bräunlichgelb
 n_{β} braun
 n_{γ} dunkelolivbraun

Titanit: Ist sowohl als idiomorphe Einschlüsse in den übrigen Gementteilen wie auch als xenomorphe Rissfüllungen in Hornblende, wahrscheinlich aus dieser sekundär entstanden, zu beobachten. Manchmal werden Stellen angetroffen, die an Titanit angereichert sind. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Titanitindividuen als primäre idiomorphe Erstausscheidungen, welche aber z. T. ziemlich stark resorbiert worden sind.

Die anderen Nebengementeile zeigen keinerlei besondere Merkmale.

Epidot: Tritt stark zurück, ist aber teilweise, wenn auch nur selten, in idiomorpher Ausbildung vorhanden. Dies lässt auf eine fast vollständige Resorption der primär ausgeschiedenen Epidote, ähnlich wie beim massigen Tonalit (Abschnitt 1), schliessen. Als sekundärer Epidot (Fe-ärmer Pistacit bis Klinozoisit) kann er stellenweise relativ angereichert sein.

Struktur und Textur

Die Struktur der basischen Schlieren ist durchwegs gleich derjenigen der Tonalitvarietäten in der sie eingeschlossen sind. Es kommen praktisch alle Strukturtypen vor, die bereits in den vorangehenden Abschnitten besprochen wurden. Quarz ist in den massigeren Varietäten immer nur als Zwickelfüllung anzutreffen, während er in den gneisigen Typen, ähnlich wie beim Epidot-Tonalitgneis, oft in Zügen angeordnet ist. Die Korngrösse variiert zwischen 0,5 bis 5 mm.

Die Ausscheidungsfolge der basischen Schlieren ist die gleiche wie beim massigen Tonalit (Abschnitt 1). Diese Schlieren sind wohl als magmatische Differenziate zu betrachten, d. h. als Erstarrungsprodukte emporgelassener Fetzen basischer Teilmagmen, welche an früh ausgeschiedenen und abgesaigerten Komponenten angereichert waren. Dafür sprechen, neben dem Mineralbestand, die resorbierten Epidotrelikte, welche die gleichen Verhältnisse zeigen wie im Tonalit und Tonalitgneis. Diese früh ausgeschiedenen Komponenten wurden, wohl infolge Bedingungsänderungen, fast völlig resorbiert. Ein grosser Teil des Biotites ist gleichzeitig oder erst nach der Hornblende, wahrscheinlich durch Reaktion aus dieser gebildet worden. Die Quarzzüge der gneisigen Varietäten sind offenbar sekundär durch Rekristallisation entstanden; sonst ist der Quarz als magmatische Letztausscheidung unverkennbar.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Eine Probe aus einer dunklen, sehr hornblendereichen Schliere aus dem Epidot-Tonalitgneis vom Grat zwischen Al Laghetto und Biscia (Handstück Nr. 172) wurde mit folgendem Resultat analysiert:

9. Biotit-Hornblendit (Nr. 172), dunkle Schliere im Epidot-Tonalitgneis. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	46,32	si	103	Q	24,0	Or	15,0
Al ₂ O ₃	15,71			Kp	9,0	Ab	22,2
Fe ₂ O ₃	3,83	al	20,5	Ne	13,3	An	25,0
FeO	8,69	fm	49,5	Cal	15,0		
MnO	0,17	c	21	Cs	5,2	Wo	4,8
MgO	8,05	alk	9	Fs	4,1	Cs	1,6
CaO ₂	8,92			Fa	10,4	Fa	8,3
Na ₂ O	2,41	k	0,41	Fo	17,0	Fo	17,0
K ₂ O	2,50	mg	0,54	Cp	0,8		
H ₂ O +	1,17			Ru	1,2	Mt	4,1
H ₂ O -	0,03	ti	2,8			Ru	1,2
TiO ₂	1,71	p	0,4	Q	24,0	Cp	0,8
P ₂ O ₅	0,42			L	37,3		
Total	99,93	al-alk	+ 11,5	M	36,7		
		t	- 9,5	Akz	2,0	Magmatypus: sommaitdioritisch	
		qz	- 33	π	0,40		
				γ	0,14		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Hornblende	53,2 Vol. %	Quarz	2,1 Vol. %
Plagioklas	21,4 „	Titanit	1,6 „
Biotit	17,6 „	Epidot	1,2 „
Kalifeldspat	2,5 „	Akzessorien	0,4 „

Auffallend sind hier die Unterschiede zwischen der Katanorm und dem gemessenen Mineralbestand, indem die normierte Berechnung u. a. 25,3 % Olivin ergibt. Es sind dazu folgende Bemerkungen zu machen:

1. Das Auftreten von freiem Quarz, trotz deutlich negativer qz ist dem Reichtum an kieselsäurearmer Hornblende und Biotit zuzuschreiben.
2. Der grosse Unterschied zwischen dem Feldspatgehalt der Katanorm und denjenigen des Modus beruht auf der Tarnung der normativen Feldspatmoleküle durch Hornblende und Biotit.

Aus der Berechnung der chemischen Zusammensetzung der Hornblende aus den hellen Bändern (Abschnitt 4) ist ersichtlich, dass allein dieses Mineral fast 40 % der normativen Feldspatmoleküle enthält. Wenn man dazu noch den Biotit in Betracht zieht, so ist es ohne weiteres klar, warum die Feldspäte des Modus nur rund 39 % derjenigen des Katanormbestandes ausmachen.

Der Versuch, mit Hilfe der bereits ermittelten Hornblendezusammensetzung (S. 348) eine Hornblende-Biotit-Katavariante aufzustellen oder gar die Biotitzusammensetzung aus den Restbeständen der Basis zu berechnen, scheitert bereits bei der Bildung von Hornblende. Nimmt man an, dass soviel Hornblende vorhanden ist als dem Cs-Wert des Gesteins entspricht, so kann man im Verhältnis Cs 5,2 : 8,9 Cs die übrigen der berechneten Hornblende entsprechenden Basiswerte bilden:

$$1,8 \text{ Kp} + 7,3 \text{ Ne} + 8,5 \text{ Cal} + 5,2 \text{ Cs} + 12,5 \text{ Fo} + 6,0 \text{ Fa} + 5,8 \text{ Fs} + 11,6 \text{ Q} = 58,7 \text{ Ho.}$$

Danach wäre der Fs-Wert zu hoch, da er im Gestein nur 4,1 ausmacht. Eine Ho-Bildung auf den Fs-Wert bezogen (Fs 4,1 : 9,4 Fs):

$$1,4 \text{ Kp} + 5,5 \text{ Ne} + 6,4 \text{ Cal} + 3,9 \text{ Cs} + 9,3 \text{ Fo} + 4,5 \text{ Fa} + 4,1 \text{ Fs} + 8,6 \text{ Q} = 43,7 \text{ Ho}$$

führt zu einem zu niedrigen Hornblende-Bestand im Vergleich mit dem tatsächlich gemessenen. Der letztere entspricht eher dem Wert 58,7 Gew.-% Ho, wie er auf Grund der Cs-Werte erhalten wurde. Man kann daraus den Rückschluss ziehen, dass die Hornblende der basischen Schlieren in ihrer chemischen Zusammensetzung von derjenigen der hellen Bänder leicht abweicht (wahrscheinlich Fe-ärmer), was auch auf Grund des optischen Befundes zu erwarten war.

Ähnliche Resultate wie die Analyse der basischen Schlieren aus dem Epidot-Tonalitgneis lieferten folgende Analysen aus dem Adamello und Bergell:

- o) Basische Schliere im Tonalit, Cima Lancia (Val Nambrone), Adamello, M. FENOGLIO, Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova 13, 1940, 34. Anal. Autor.
- p) Basische Schliere, Malga Nudole, Valle di Daone, D. COLBERTALDO, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 17, 1950, 19. Anal. Autor.
- q) Granit, basische Randfazies, Naravedro, Val Bondasca, Bergeller Massiv, Anal. J. JAKOB, Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 4.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
o)	124	25,5	43,5	19,5	11,5	0,49	0,42	2,2	—	lamprosommaitisch
p)	105	18,5	50,5	24	7	0,48	0,70	2,2	0,1	shonkinitisch
q)	106	18	49	25,5	7,5	0,50	0,69	1,8	1,1	shonkinitisch

6. Zusammenfassende Betrachtungen über die tonalitischen Gesteine

Zur Nomenklatur des Tonalites

Der Tonalittypus dürfte heute zu den am schlechtesten definierten Tiefgesteinsarten gehören. Der Name wurde 1864 durch G. VOM RATH für quarzdioritische Gesteine des Adamello mit reichlich Biotit neben Hornblende geprägt, um sie von den vorwiegend nur hornblendeführenden Quarzdioriten im engeren Sinne zu unterscheiden. Der Name leitet sich vom Passo Tonale im Norden des Adamello ab. Zu jener Zeit waren jedoch weder die mikroskopischen noch die chemischen Methoden genügend entwickelt, um die genauere Stellung des Tonalites innerhalb der im weiteren Sinne quarzdioritisch-dioritischen Gesteine festzulegen, so dass sich in der Folge mehrfach das Bedürfnis einer Neudefinition bemerkbar machte. Diese Versuche wurden von mehreren Autoren unabhängig voneinander unternommen (W. C. BRÖGGER, J. E. SPÜRR und A. JOHANNSEN) und führten dazu, dass Tonalit immer mehr synonym zu Quarzdiorit, speziell Biotit-Hornblendequarzdiorit, gebraucht wurde. Es wurde jedoch auch von Augittonalit gesprochen.

Angesichts dieser Tatsache wäre es vielleicht das beste gewesen, den Begriff fallen zu lassen, wie dies auch mit anderen früh geprägten Typen geschehen war, wenn sich später herausstellte, dass ihre Weiterführung keinem wirklichen Bedürfnis entsprach. Dass dies im Falle des Tonalites nicht so gehandhabt wurde, hat vor allem geologische Gründe. Es hatte sich eingebürgert, eine Reihe von sehr charakteristischen und für die Alpengeologie bedeutsamen Eruptivgesteinsmassiven im alpidinarischen Grenzgebiet, welche sich vom Adamello über die Rieserferner-Gruppe (Vedrette di Ries) und die Karawanken (Eisenkappel, Schwarzenbach) bis zum Pohorje (Bacher) in Slowenien erstreckte und in welchen „tonalitische“, d. h. biotithornblendequarzdioritische Gesteine neben granitischen, granodioritischen, syenodioritischen, gabbrodioritischen und gabbroiden Gesteinen eine grosse Rolle spielten, vereinfachend als „ostalpine Tonalitregionen“ zu bezeichnen. Sie waren durch ausgezeichnete petrographische Arbeiten von F. BECKE, A. SALOMON u. a. relativ gut bekannt geworden und spielten wegen ihres alpinen Alters in allen Betrachtungen über Bau und Entstehung der Alpen eine so grosse Rolle, dass der Begriff „Tonalit“, obwohl ganz ungenügend definiert, nicht mehr wegzudenken war.

P. NIGGLI (1922) versuchte den Tonalit innerhalb der quarzdioritischen Gesteine im weiteren Sinne genauer zu definieren, indem er von der Tatsache ausging, dass gewisse „Tonalite“ sich tatsächlich durch

einen besonderen Chemismus auszeichneten, während viele „Tonalite“ genannte Gesteine sich ebensogut mit anderen gebräuchlichen Namen bezeichnen liessen. Nach NIGGLI sind die Charakteristika dieser Tonalite im engeren Sinne besonders die folgenden:

Die Alkalien sind im Verhältnis zur si-Zahl besonders niedrig, so dass die Differenz (al-alk) bedeutend grösser als alk ist. k kann dabei relativ hohe Werte, um 0,4, besitzen, ohne dass deshalb Kalifeldspat in erheblichen Mengen aufzutreten braucht. Infolge des niedrigen si, kombiniert mit hohem fm, tritt vielmehr Biotit auf. si schwankt von 250 bis 160 bei $\text{alk} \leq 15$, al ist meistens grösser als 27, c schwankt um 22 und qz ist grösser als 0. Das hohe (al-alk), verbunden mit hohem k, bedingt einen relativ basischen Plagioklas, was W. E. TRÖGER (1935, 68) veranlasst, den Tonalit als „biotitreichen“ Quarzgabbrodiorit zu definieren.

Als Typenwerte gelten:

si	al	fm	c	alk	k	mg
180	33	33	22	12	0,4	0,4

Die Beobachtung zeigt, dass in den ostalpinen Tonalitgebieten, aber auch anderswo, tatsächlich Gesteine dieser Zusammensetzung nicht selten sind, so dass die Tonalite, auf diese Weise definiert, sehr wohl als Unterbegriffe der Quarzdiorite gelten können. Liegt keine chemische Analyse vor, wird man jedoch gewöhnlich den allgemeinen Namen Quarzdiorit, bzw. Biotithornblendequarzdiorit anwenden und von Tonaliten, bzw. tonalitischen Quarzdioriten nur sprechen, wenn der Chemismus bekannt ist. Gesteine mit gleichem si, al, fm, c und alk, jedoch niedrigem k finden sich sehr verbreitet unter den Vulkaniten der zirkumpazifischen Vulkangebiete. Für sie wurden durch P. NIGGLI nach der Montagne Pelée auf Martinique, deren Laven in dieser Hinsicht sehr charakteristisch sind, der peléitische Magmentyp geprägt. Es ist jedoch bemerkenswert, dass er sich auch in den ostalpinen Tonalitregionen verwirklicht findet und auch in der vorliegenden Untersuchung mehrfach konstatiert wurde. Für sie ist die Bezeichnung „peléitischer Tonalit“ angebracht. Da die hier untersuchten Eruptivgesteine den westlichsten Ausläufer der ostalpinen Tonalitzone darstellen sowie weil die chemische Untersuchung mehrfach neben Quarzdioriten im engeren Sinne das Vorhandensein tonalitischer und peléitischer Magmen gezeigt hat, soll die Bezeichnung Tonalit beibehalten werden. Sie empfiehlt sich auch aus dem Grunde, dass für viele hier untersuchte Gesteine der modale Quarzgehalt $< 1/8$ der hellen Gemengteile (aber immerhin $> 1/16$) beträgt, so dass sie nicht als „Quarz-

diorite“ bezeichnet werden dürfen, sondern „quarzführend“ genannt werden müssten (NIGGLI, 1931). Diese etwas umständliche Bezeichnung „quarzführender Biotit-Hornblendediorit“ wurde daher in allen Fällen, in welchen nicht ein durch Gesteinsanalyse belegter, quarzdioritischer Chemismus vorliegt, durch „Tonalit“ ersetzt, welcher Ausdruck auch als allgemeine Feldbezeichnung gebraucht wurde.

Bei A. JOHANNSEN (1932, 380—384) finden sich die modalen Zusammensetzungen von 53 sog. „Tonaliten“ seiner Definition zusammengestellt. Sie wurden zusammen mit dem in der vorliegenden Arbeit bestimmten Modus der Tonalite in ein Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Dreieck eingezeichnet, um zu sehen, wie sich die beiden Tonalitfelder



Fig. 27. Lage der tonalitischen Gesteine im Projektionsdreieck Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas. Ausgezogene Linie = Tonalitfeld nach JOHANNSEN mit den Projektionspunkten der einzelnen Gesteine. Gestrichelte Linie = Tonalitfeld nach der vorliegenden Arbeit. Kreise = Mittelwerte, Kreuze = Variationswerte der Tonalite von Meliolo-Sorico.

zueinander verhalten. Wie aus der Fig. 27 ersichtlich ist, unterscheiden sich die Tonalite des Melirola-Sorico-Zuges durch einen im allgemeinen niedrigeren Quarzgehalt und einen etwas grösseren Anteil des Kalifeldspates als bei den anderen. Währenddem sich der Tonalitbegriff von Johannsen weitgehend mit dem Quarzdiorit anderer Autoren deckt (wobei dahingestellt bleiben soll, ob alle angeführten Beispiele tatsächlich kalifeldspatfrei sind), erscheint er in der hier gebrauchten Weise somit nur als eine relativ quarzarme Varietät derselben.

Petrogenetischer Charakter des Tonalites

Aus den vorliegenden Untersuchungsergebnissen kann mit Sicherheit auf die magmatisch-intrusive Natur des Tonalit-Zuges geschlossen werden.

Es sollen hier folgende Tatsachen herausgegriffen und als Argumente zur Unterstützung dieser These angeführt werden:

a) Die schwächtigen, apophysenartigen Tonalitlagen im Paragneis von Pauda sind wohl oft stark verschiefert, aber ebenso oft trifft man massige Gesteine oder solche, die nur schwach gneisig sind und welche durch eine biotitreiche Fläche von den übrigen Nachbargesteinen getrennt sind. Sie sind konkordant in den Paragneisen eingelagert, unterscheiden sich jedoch von diesen eben durch ihre mehr oder weniger massige Textur. Diese Erscheinung kann nur erklärt werden, wenn man annimmt, dass die Tonalitapophysen auf intrusivem Weg in die Paragneise gelangten. Die Biotitfläche zwischen den beiden Gesteinsarten stellt die Kontaktfläche dar und zeigt deutlich, dass die Lage der Gesteine zueinander eine primäre ist. Das Tonalitmagma hat hier den Weg des geringsten Widerstandes eingeschlagen und ist konkordant in die Schieferung eingedrungen. Wäre der Tonalit das Produkt einer metasomatischen Umwandlung eines anderen Gesteins, so wären diffuse Übergänge anstelle der scharfen, biotitreichen Kontaktflächen erwartet, denn die massig-richtungslose Textur des Tonalites beweist, dass keine grossen Bewegungsvorgänge diese Übergangszonen verwischt haben können. Dort wo die Bewegungskräfte den Tonalit in Mitleidenschaft zogen, ist dieser stark verschiefert und zum Teil nur mit Mühe als solcher zu erkennen. Er wird zu einem schiefrigen Plagioklas-Amphibolit.

b) Dieselbe scharfe, biotitreiche Fläche trennt den Tonalit von den Sillimanit-Paragneisen im S auf Monti di Pauda, in Val Riscera, Val Melirola und Val Melera, d. h. dort, wo diese Gneise zwischen Tonalit und Augengneis eingekeilt sind. Die Biotitblättchen sind im allgemeinen

gröber auf den Kontaktflächen als im Tonalit selbst oder im Paragneis. Dies spricht für einen, allerdings auf eine äusserst schmale Zone beschränkten Stoffaustausch zwischen Tonalit und Nebengestein und erinnert stark an die extrem groben Biotite an den Pegmatitkontakten. Es ist kaum anzunehmen, dass an einer rein tektonischen Kontaktfläche solche Bildungsbedingungen für Biotit geherrscht haben können.

c) Der eindeutige Zusammenhang des Tonalitzuges mit dem Tonalit des Bergeller-Massivs, dessen intrusiver Charakter ausser jedem Zweifel steht, zeigt, dass der ganze Tonalitzug eine gewaltige Apophyse des Bergeller-Stockes darstellt. Es ist bereits gezeigt worden, dass die beiden Lücken in dieser Apophyse, nämlich die der Alluvialebene des unteren Meratales und diejenige, welche wenig weiter westlich zwischen Livo und Val d'Inferno auftritt, durch geologisch-tektonische Faktoren bedingt sind. Unter der Bedeckung der Mera-Alluvionen einerseits und derjenigen der dachartig vorspringenden Zone von Bellinzona-Dascio andererseits zieht der Tonalit ununterbrochen weiter nach W.

d) Die Struktur des massigen Tonalites und sogar diejenige des Tonalitgneises, aus welcher man eine z. T. sehr deutliche Ausscheidungsfolge der Komponenten erkennen kann, spricht für die magmatische Herkunft dieses Gesteins. Es ist vor allem die Rolle des Quarzes und zum Teil auch die des Kalifeldspates als Zwickelfüllungen sowie die stellenweise deutliche Tendenz zu ophitischer Struktur, welche für magmatische Ausscheidung sprechen.

e) Die durchwegs homogene Verteilung der Mineralkomponenten auf grosse Strecken, wie sie der Tonalitzug aufweist, zeugt für eine Herkunft der ganzen Tonalitmasse aus einem mehr oder weniger homogenen Magma. Es ist schwer anzunehmen, dass bei einem Umwandlungsprodukt auf einer solch langen und schmalen Strecke eine so weitgehende Homogenisierung stattfinden konnte. Lokale Faktoren und Variationen in den Zusammensetzungen der Eduktmaterialien hätten eine gewisse Schwankung des Produktes hervorrufen müssen. Auch fehlen fremde, „unverdaute“ Partien aus Eduktmaterialien völlig, was eine Bildung durch Umwandlung unwahrscheinlich macht. Die einzigen, in ihrer Zusammensetzung von der Hauptmasse abweichenden Einschlüsse, nämlich die hellen Bänder und die dunklen Schollen machen durchaus den Eindruck von Differentiationsprodukten. Sie zeigen nur eine Konzentrationsverschiebung von schon vorhandenen Mineralien, welche zudem gleiche Zusammensetzung und optische Charakteristika aufweisen, wie diejenigen der übrigen Gesteinsmasse. Die leichte Abweichung in der Zusammensetzung der Hornblende der dunklen Schollen, genügt nicht, um daraus

auf fremde Einschlüsse zu schliessen; sie entspricht vielmehr Verhältnissen, wie sie für früh ausgeschiedene Komponenten zu erwarten sind. Dass Differenzierungsprozesse von allgemein bekannter Art eine Rolle gespielt haben, wird auch durch das Auftreten eines aplitisch-pegmatitischen Ganggefüges deutlich belegt.

Der Epidot als primäre Komponente des Tonalites

Das Auftreten von Epidot im Tonalit ist, wie bereits erwähnt, eigenartig und ungewöhnlich. In bezug auf dieses Mineral, welches im allgemeinen als epifaziellen oder hydrothermalen Ursprungs bekannt ist, könnte am ehesten auf eine gewisse Bedeutung metasomatischer Prozesse relativ niedriger Temperatur für die Entstehung des Tonalites geschlossen werden. Die im Detail geschilderten besonderen Verhältnisse, welche der Epidot in seinem Auftreten zeigt, insbesondere seine ausgeprägte Idiomorphie und das Auftreten der herzförmigen Zwillinge nach (100), welche wohl als Wachstumszwillinge gedeutet werden dürfen, sowie sein Auftreten als Einschluss im Biotit, machen jedoch seine Ausscheidung aus dem Schmelzfluss höchst wahrscheinlich. Es muss hier wohl einer der seltenen Fälle vorliegen, in welchem, wohl infolge des Vorhandenseins von genügend H_2O , der Anorthit nicht beständig war, so dass es wie im Falle der Helsinkite LAITAKARIS (1918, 12) zur primären Epidotbildung kam. Bei der späteren Epimetamorphose, welche sich stellenweise bemerkbar machte, blieb der Epidot, als dieser Fazies entsprechend, erhalten. Bei dieser Betrachtungsweise stellt sich jedoch die Frage, wieso die Unbeständigkeit des Anorthites in Gegenwart des angenommenen H_2O -Gehaltes nur für einen geringen Teil dieser Verbindung von Bedeutung gewesen zu sein scheint, indem ja intermediärer Plagioklas ein Hauptgemengteil der tonalitischen Gesteine ist. Da in tonalitischen Gesteinen im allgemeinen der Plagioklas vor den dunklen Gemengteilen ausscheidet, wie durch die stellenweise vorhandenen Übergänge zu ophitischer Struktur deutlich wird, so könnte man sich denken, dass der H_2O -Gehalt zuerst so gering war, dass eine normale Plagioklasausscheidung erfolgte und dass es erst nach Erreichung einer kritischen H_2O -Konzentration zur primären Epidotbildung kam, worauf dann die Biotitbildung einsetzte, wobei dieses Mineral den Epidot teilweise einschloss und vor nachträglicher Korrosion schützte.

Eine andere Möglichkeit für die primäre Bildung von Epidot aus dem Schmelzfluss wird von N. H. KOLDERUPP und A. KVALE in ihrer Arbeit über den primären Epidot der Granite von Sunnhordland in W-Norwegen (1936, 9), erwähnt. Nach der Formel:

M. BALCONI (1938, 1941), L. PERETTI (1939) geht diese Ähnlichkeit, abgesehen von nur kleineren lokalen Differenzen, deutlich hervor.

Sehr ähnlich sind auch die tonalitischen Gesteinsvarietäten des Adamello-Massivs zusammengesetzt, bei welchen jedoch der primäre Epidot zu fehlen scheint.

Dieses Mineral tritt vereinzelt auch in dem von F. BECKE (1892) untersuchten Tonalit von Rieserferner auf, wird jedoch nur ganz kurz im Zusammenhang mit dem Orthit erwähnt: „Fast immer sind die Orthitkrystalle von einem Saum von Epidot umgeben, der nur stellenweise regelmässig begrenzt, durch hellere Farbe und die Auslöschungsschiefe, $\alpha\gamma = +5,5^\circ$ verschieden ist“ (l. c. 405). Es ist nicht ausgeschlossen, dass der Epidot in dem von BECKE beschriebenen Tonalit die Überreste von ursprünglich nur schwach entwickelten primären Kristallen darstellt, welche nachträglich fast völlig resorbiert wurden, ähnlich wie im massigen Tonalit von Val Morobbia. Auch sonst kommt der Tonalit von Rieserferner dem massigen, epidotfreien Tonalit des Morobbiales sehr nahe, nämlich in der Struktur, in der Zusammensetzung, in dem Auftreten der Differentiationsprodukte. Rundliche, dunkle Ausscheidungen, dioritische Schlieren und aplitisch-pegmatitische Gänge sind auch im Rieserferner-Tonalit anzutreffen. Interessant ist es, dass auch dort gegen den Rand zu ein allmählicher Übergang vom mittelkörnigen Kerntonalit zu einem feinkörnigen Randtonalit festgestellt worden ist. Dieser Übergang geht genau so wie im Tonalitzug von Melirola-Sorico vor sich, d. h. die Hornblende verschwindet allmählich aus dem Gefüge, grössere Plagioklaskristalle verleihen dem Gestein eine porphyrtartige Struktur (welche jedoch nie so auffallend auftritt wie im Augengneis von Val Morobbia), und der Kalifeldspat ist etwas angereichert. Dieses Randgestein wird von BECKE als Randgranit bezeichnet. Wichtig erscheint auch die Feststellung, dass die Aplitgänge im Randgranit zahlreicher sind als im Kerntonalit, was sich mit den Beobachtungen am S-Rand des Augengneises von Val Morobbia deckt, wonach dieser von einem aplitischen Rand begrenzt ist. Zum Unterschied vom Tonalitzug von Melirola-Sorico tritt in das Randgebiet des Tonalites von Rieserferner, mit diesem durch allmähliche Übergänge im Zusammenhang stehend, eine Gesteinsvarietät auf, die bis zu 3 cm grosse Mikroklinkristalle führt und die von BECKE als porphyrtartiger Randgranit bezeichnet wurde.

Die gneisigen Varietäten des Tonalitzuges können am besten mit dem Tonalitgneis von Eisenkappel-Schwarzenbach im S-Kärnten verglichen werden, welcher von H. V. GRABER (1897) eingehend untersucht

wurde. Dieser ist jedoch von einer auffallenden Gleichmässigkeit in seiner ganzen Ausdehnung; er hat weder eine Randzone noch weist er andere Abänderungen auf. Basische Ausscheidungen und aplitische Adern sind nur hie und da anzutreffen. Es wird angenommen, dass das Tonalit-magma einheitlich erstarrt ist. Sehr wichtig ist es, dass auch im Falle dieses geflaserten Tonalites, ähnlich wie im Val Morobbia, keine intrusiven Apophysen in den umgebenden Gesteinen hinausgesandt werden und dass ein Mangel an Kontakterscheinungen festzustellen ist, welcher den tektonischen Vorgängen zugeschrieben wird. Epidot wird nicht unter den Gemengteilen dieses Tonalites erwähnt.

7. Der Augengneis

VORKOMMEN UND AUSSEHEN

Der Augengneis begleitet, wie bereits erwähnt, den Tonalitzug längs seines S-Randes. Sein Verlauf wurde bei der Besprechung der Geologie des Tonalitzuges angegeben, so dass hier nicht mehr darauf eingegangen zu werden braucht. Der Epidot-Tonalitgneis wird allmählich durch Verflaserung seiner hellen Gemengteile und Zusammentreten der Plagioklase zu Haufwerken, welche in eigentliche Porphyroblasten übergehen, zum Augengneis. Dieser allmähliche Übergang vollzieht sich innerhalb einer Strecke von ungefähr 50 m. Er ist am schönsten in der Val Ruscada und der Valle di Livo lückenlos zu verfolgen: die am leichtesten zu erreichenden Aufschlüsse befinden sich am linken Mera-Ufer bei Dubino.

Die Augengneisfelsen unterscheiden sich im Gelände von den Tonalit-felsen durch ihre hell- bis dunkelgraue Farbe, in welcher die grünliche Tönung der Tonalite fehlt. Sie sind auch nicht mehr massig, sondern ausgesprochen schiefzig und spalten leicht nach biotitreichen Flächen. Die Schieferungsrichtung ist vorwiegend E-W. Im Handstück erscheinen die oft 1—2 cm grossen Feldspataugen in einem flaserigen Aggregat von Biotit, Quarz und feinkörnigem Feldspat eingebettet. Mit einiger Mühe kann man auch den feinkörnigen Epidot erkennen. Neben den Feldspataugen, welche vereinzelt bis zu 10 cm lang werden können, fallen auch sofort porphyroblastische Individuen durch ihre Frische und durch ihre ausgezeichnete Idiomorphie auf. Bei meist tafeliger bis säuliger Ausbildung zeigen sie eine vollkommene Spaltbarkeit mit Perlmutterglanz, ähnlich wie bei Orthoklas, auf welcher jedoch oft im auffallenden Licht sich eine Zwillingslamellierung mit blossen Auge erkennen lässt. Auch feine Mikrolitheneinschlüsse, die meist geregelt

erscheinen, sind ebenfalls nicht selten makroskopisch sichtbar. Das Aussehen im Feld und im Handstück geht am besten aus den Fig. 1 und 2 der Tafel I, Fig. 5 der Tafel III und Fig. 28 hervor. Die Korngrösse des Gesteins ist grossen Schwankungen unterworfen. Im allgemeinen scheinen die Feldspäte und der Biotit in ihrer Korngrösse gegen den Tonalit zu abzunehmen: es sind jedoch feinkörnige Augengneise auch gegen den S-Rand des Zuges zu finden.

Die Klüftung im Augengneis ist stellenweise stark, jedoch nicht so intensiv wie im Epidot-Tonalitgneis am N-Rand des Zuges. Auch hier sind die Klüfte meistens mit Epidot ausgeheilt. Die Erscheinungen am aplitischen Rand des Augengneises wurden schon auf S. 302 besprochen.

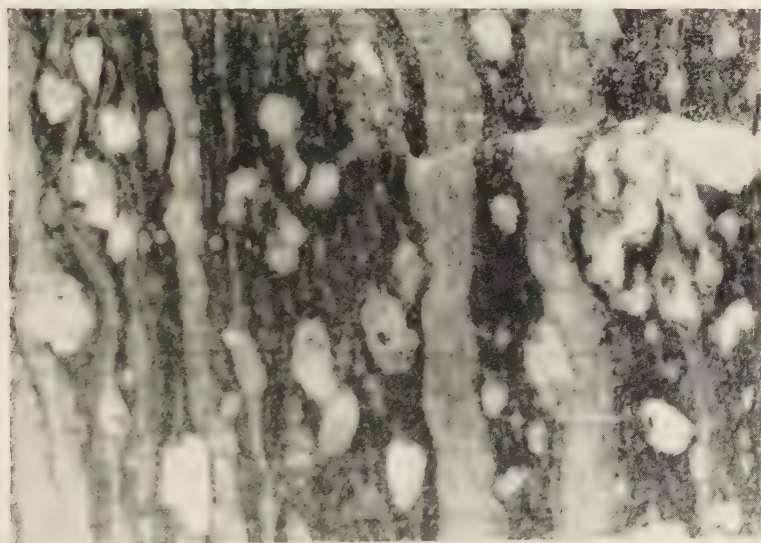


Fig. 28. Sprossen von Plagioklasporphyroblasten aus den aplitischen Lagen des Augengneises.

Augengneis von Val di Prada, Verkleinerung 1:2.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

Mineralbestand

Die Ausmessung von mehreren Dünnschliffen ergab in Vol. % folgende mittlere und (in Klammer) Variationswerte:

Plagioklas	55 % (50—62 %)
Quarz	20 % (12—23 %)
Biotit	13 % (10—18 %)
Kalifeldspat	5 % (3—10 %)

Epidot	4 %	(0—8 %)
Muskowit und Sericit	1 %	(0—4 %)
Titanit, Apatit, Zirkon, Granat, Erz	2 %	(0,5—3 %)

Beschreibung der Mineralien

Plagioklas: Ist die weitaus dominierende Komponente des Augengneises. Er ist hauptsächlich als Porphyroblast anzutreffen, befindet sich jedoch in ansehnlichen Mengen auch in der feinkörnigen Grundmasse. Die Trennung nach der Korngrösse ist eine sehr deutliche. Grosse, mehr oder weniger einheitlich gebaute Porphyroblasten sind von einem feinkörnigen Trümmerkranz umgeben. Es handelt sich mit grosser Sicherheit um klastische Erscheinungen, die von Kräften verursacht wurden, welche nach der Bildung des Gesteins gewirkt haben. Die ausgesprochene Idiomorphie der Plagioklasporphyroblasten kontrastiert mit den mehr bruchartigen, unregelmässigen Formen der kleineren Individuen aus ihrer unmittelbaren Umgebung.

Die einzelnen Augen können vollständig homogen oder aus einer Anzahl von Subindividuen aufgebaut sein. Dabei scheint, dass im letzten Fall der Aufbau aus Einzelkörnern wahrscheinlich eher eine Folge des Bildungsprozesses als durch nachträgliche kataklastische Einwirkung bedingt ist. Die Kataklaste hat sich nur auf die Ränder der Porphyroblasten ausgewirkt, während diese selbst höchstens gebogene Zwillinglamellen und undulöse Auslöschung zeigen. In einzelnen Fällen wurden auch die Porphyroblasten zerbrochen, aber dann sind die Bruchstücke noch deutlich eckig und gegeneinander verschoben (Tafel VI, Fig. 11).

Die Messungen am Universaldrehtisch ergaben gewisse Unterschiede für die Zusammensetzung der Plagioklase. Die Porphyroblasten weisen vorwiegend einen Anorthitgehalt von 28—35 % auf. Die kleineren Individuen haben Zusammensetzungen, die zwischen 26—30 % An schwanken. Sehr oft sind zonar gebaute Plagioklase anzutreffen, welche meistens auch sehr schöne Rekurrenzerscheinungen aufweisen. Die durchgeführten Messungen ergaben auch in diesem Falle normalzonare Zusammensetzungen von 36—40 % An im Kern und 25—28 % An in der Hülle. Rekurrente Individuen sind wegen der sehr schmalen Rekurrenzintervalle schwer auszumessen.

Die Zwillingsgesetze sind auch hier die gleichen wie im Tonalit; neu hinzu kommt das Aklingsgesetz, das jedoch nur selten beobachtet wurde. Die polysynthetischen Zwillinglamellen sind meist sehr fein und sehr oft gebogen, was wohl auf die gleichen kataklastischen Wirkungskräfte zurückzuführen wäre, welche auch die Zertrümmerung des umliegenden

phyroblastischen Grundgewebes verursacht haben. Undulöse und wolkenartige Auslöschung sind oft zu beobachten.

Zahlreich sind die Plagioklasporphyroblasten, welche geregelte Mikrolithen-Einschlüsse zeigen. Durch Messungen am Universaldrehtisch wurde die Orientierung dieser Einschlüsse bestimmt. Es sind in fast allen Fällen die Flächen (001) und (110), welche von den Mikrolithen bevorzugt werden (Tafel VI, Fig. 12). Zonar angeordnete Mikrolithen sind selten. Es handelt sich meistens um Muskowitlamellen, seltener Biotit und Zoisit. Epidoteinschlüsse sind immer ungeregelt.

Ausser durch das erwähnte Zusammentreten von Plagioklaskörnern am Übergang vom Epidot-Tonalitgneis zum Augengneis entwickeln sich Plagioklasporphyroblasten auch aus den hellen aplitischen Bändern im Augengneis (Tafel I, Fig. 2, Tafel III, Fig. 5, Textfig. 28).

Wie man vor allem der Fig. 28 entnehmen kann, geht dieses Sprossen der einzelnen Augen deutlich auf Kosten der hellen Bänder vor sich: die Plagioklasporphyroblasten wachsen aus diesen hervor, wobei sich eine Verarmung der Bänder an leukokratem Bestand, bzw. ein Anreichern dieser an Biotit bemerkbar macht. Das Wachstum der Augen erfolgt unter dem teilweisen Einschluss des Biotites. Dieser wird jedoch normalerweise gegen den Rand abgestossen und bildet dort ein fluidal erscheinendes Gefüge um die Augen. Es ist aus Fig. 28 deutlich erkennbar, dass die Feldspatäugen auch von den hellen Bändern immer durch eine sehr schmale, dunkle Biotitlage getrennt sind. Die sekundäre Bildung von Plagioklasäugen führt in vielen Fällen zur allmählichen, oft vollständigen Auflösung der hellen, aplitischen Bänder (Tafel I, Fig. 2, Tafel III, Fig. 5).

Quarz: Der Quarz ist vorwiegend entweder in kleinen, linsenförmigen Aggregaten oder in langen, schmalen Zügen angeordnet. Als Zwickelfüllung wird er hier nicht mehr angetroffen. Die einzelnen Körner in den Zügen löschen meistens undulös aus und zeigen zahlreiche Risse. Sandquarz ist jedoch nur selten ausserhalb der eigentlichen Störungszonen zu finden. Eine weitgehende Rekristallisation des Quarzes scheint stattgefunden zu haben, denn die Körner sind oft miteinander verzahnt und auffallend optisch homogen, ohne undulöse Auslöschung. Die leichten, kataklastischen Erscheinungen des Quarzes, vor allem in den Randzonen der Plagioklasäugen, sind wahrscheinlich jüngsten Bewegungen zuzuschreiben, welche nach seiner Rekristallisation wirksam waren.

Kalifeldspat: Er ist gegenüber den tonalitischen Varietäten etwas angereichert, bleibt jedoch eindeutig untergeordnet im Vergleich mit dem Plagioklas. Er ist immer xenomorph ausgebildet und meist zusam-

men mit dem Quarz am Rande der Quarzzüge und -flasern anzutreffen. In der Nähe der hellen, aplitischen Bänder ist er manchmal stark angereichert und wird oft vom Plagioklas unter Myrmekitbildung verdrängt. Er erscheint immer sehr frisch, mit Ausnahme der Störungszonen, wo eine ziemlich intensive Kaolinisierung stattgefunden hat.

Biotit: Ist in seiner Ausbildung und Korngrösse sehr variabel, in der Anordnung und Zusammensetzung jedoch sehr konstant. Die Blättchen sind oft sehr stark zerfranst und eingebuchtet, sehr fein ausgebildet und oft beliebig in der Gesteinsmasse zerstreut. Andererseits gibt es Stellen, wo der Biotit normal gross ausgebildet und in zusammenhängenden Zügen angeordnet ist. Ob vereinzelt, zerstreut oder in Lagen, die Biotitblättchen sind immer parallel angeordnet und vorwiegend E-W orientiert. Folgender Pleochroismus wurde beobachtet:

n_{α} hellbräunlich
 n_{β} braun
 n_{γ} dunkelolivbraun

Der Biotit schliesst Apatit, Zirkon, Titanit und zum Teil auch Epidot ein; auch zahlreiche Rutilnadelchen, z. T. in Form von Sagenitgeweben, werden angetroffen.

Muskowit: Eine neue Mineralkomponente tritt zu den bisher immer vorkommenden hinzu: der Muskowit. Er kann bis zu 4 % des Gesamtvolumens ausmachen, aber auch völlig fehlen. Er ist meistens in grosser, blätteriger Ausbildung in Reihen, die mit Biotit verknüpft sind, anzutreffen und bildet mit dem letzteren die Glimmerlagen um die Plagioklasaugen. Zum Teil ist er auch in feinen Blättchen als Einschlüsse in den Augen selbst zu finden. Auch in feinschuppiger Ausbildung als *Sericit* wurde er angetroffen, und zwar nicht nur als Produkt von Plagioklaszersetzungen (diese sind ja vorwiegend frisch), sondern auch von diesem unabhängig, in Quarzflasern eingeschlossen. Eine gewisse Anreicherung von Muskowit gegen die hellen aplitischen Lagen wurde festgestellt. Es ist möglich, dass sie als Reste von völlig aufgelösten aplitischen Lagen in der Augengneismasse aufgenommen wurden.

Von den Nebengemengteilen (Titanit, Apatit, Zirkon und Erz) ist ausser einer relativen Apatitanreicherung nichts besonderes hervorzuheben.

Epidot: Der Epidot ist auch im Augengneis, und zwar in sehr schwankenden Mengen vorhanden. Er kann stellenweise in der Nähe der aufgelösten hellen Bänder und Schmitzen vollständig verschwinden. Obwohl man keine näheren Anhaltspunkte hat, darf doch in diesen Fällen

mit einer völligen Resorption des Epidotes durch Reaktion mit dem Oligoklas des Aplites gerechnet werden, welche zur Bildung von basischerem Plagioklas (Andesin) geführt haben muss. Im Gegensatz dazu findet man häufig Stellen, die weit vom aplitischen Rande entfernt liegen und die sehr reich an Epidot sind. Die Ausbildung des Epidotes ist auch im Augengneis meist idiomorph, wenn er auch stärker resorbiert erscheint als in den tonalitischen Varietäten. An die durch Biotitblättchen geschützten Seiten der Epidotkörner erscheint die Idiomorphie, ähnlich



Fig. 29. Klnozoisitkristall mit Orthitkern, in einem Plagioklasaggregat eingeschlossen. Gegenüber Plagioklas ist er z. T. idiomorph, z. T. aber von diesem resorbiert. Augengneis, Cima di Cugn. Dünnschliff Nr. 115, Vergr. 115:1, \times Nicols.

wie im Tonalit, vollkommen, während die anderen Kornseiten starke Einbuchtungen aufweisen. Es ist aber auffallend, dass auch ungeschützte, in den Plagioklasaugen eingeschlossene Epidot-Individuen sich sehr gut zu erhalten vermochten. Fig. 29 und 30 zeigen zwei solche Beispiele. Die meisten dieser gut erhaltenen, vorwiegend prismatisch ausgebildeten Epidotindividuen weisen sehr ausgeprägte Orthitkerne auf, um welche die eigentliche Epidothülle sehr schmal erscheint. Es wäre nicht ausgeschlossen, dass das *Cer* des Orthites eine gewisse Rolle bei dieser Er-

scheinung spielt, indem es die Reaktion mit dem Feldspat verhindert und so die Resorption des Epidotkristalles stoppt. Die entgegengesetzte Tendenz zur Resorption, nämlich diejenige der sekundären Epidotbildung, ist seltener und nur in der Nähe von Störungszonen beobachtbar.

In seiner Zusammensetzung schwankt der Epidot zwischen Klinozoisit und Fe-armem Pistacit (siehe Diagramm Fig. 18). Es ist im allgemeinen mehr Klinozoisit vorhanden als im Tonalit und eine gewisse

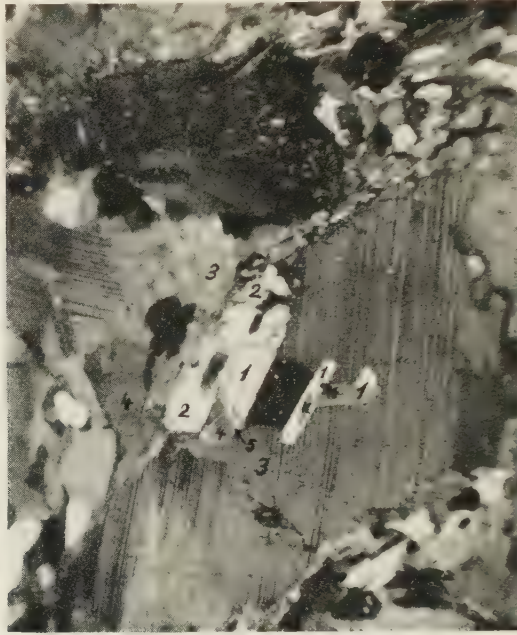


Fig. 30. Idiomorphe Epidotkristalle im Plagioklas. Augengneis, Val Ruscada. Dünnschliff Nr. 50, Vergr. 26:1, \times Nicols.

1 = Klinozoisit (schwache Doppelbrechung), 2 = Fe-armer Pistacit (mittlere Doppelbrechung), K = Orthitkern, 3 = Plagioklas, 4 = Biotit, 5 = Quarz.

Anreicherung an Orthit gegenüber dem Tonalit wurde festgestellt. Die Verzwillingung nach (100) ist auch hier häufig.

Als weiterer Übergemengteil ist stellenweise *Granat* in sehr feinkörniger Ausbildung anzutreffen. Da er fast immer gegen den aplitischen Rand des Augengneises zu finden ist, darf man wohl annehmen, dass es sich, ähnlich wie im Falle des Muskowites, um kleine, aus den aufgelösten, hellen Lagen stammende und vom Augengneis übernommene Reste handelt.

Struktur und Textur

Die Struktur des Augengneises ist porphyroblastisch. Die Grundmasse besitzt meistens granoblastischen Charakter, kann aber stellenweise durch Biotitanreicherung lepidoblastisch werden. Granoklastische Struktur besitzen die Partien um die Feldspatporphyroblasten herum (Fig. 31). Der Quarz ist vorwiegend in Zügen und kleineren Flasern angeordnet; der Biotit ist vollständig parallel gerichtet und fluidal um die Feldspatäugen angeordnet. Diese Struktur bildet gewissermassen das Endstadium der S. 338 erwähnten Entwicklung. Die Textur ist schiefzig bis flasrig.



Fig. 31. Beispiel eines Strukturbildes von Augengneis. Dünnschliff Nr. 50, Val Ruscada.

Plg. = Plagioklas, Qz. = Quarz, Kfp. = Kalifeldspat, Bi. = Biotit, Ep = Epidot.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Eine Analyse des Augengneises vom Talausgang der Morobbia bei Giubiasco wurde bereits veröffentlicht (M. GSCHWIND und P. NIGGLI, 1931, 57). Zwei weitere Analysen wurden für die vorliegende Arbeit ausgeführt. Eine der analysierten Proben stammte von der Cima di Cugn,

in der Mitte des Tonalitzuges (Handstück Nr. 115), die andere vom linken Mera-Ufer bei Dubino (Handstück Nr. 179).

10. Orthoaugengneis, Val Morobbia, Giubiasco. Analytiker: J. JAKOB.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	65,23	si	259	Q	49,7	Q	20,1
Al ₂ O ₃	17,18			Kp	9,3		
Fe ₂ O ₃	1,43	al	40,5	Ne	19,4	Or	15,6
FeO	2,32	fm	20	Cal	12,7	Ab	32,3
MnO	1,35	c	19,5	Sp	1,5	An	21,2
CaO	4,56	alk	20	Fs	1,5		
Na ₂ O	3,55			Fa	2,8	Cord	2,8
K ₂ O	2,62	k	0,33	Fo	2,0	Hy	2,7
H ₂ O +	0,52	mg	0,40	Cp	0,6	En	2,7
H ₂ O -	0,16	ti	1,9	Ru	0,5		
TiO ₂	0,62	p	0,4			Mt	1,5
P ₂ O ₅	0,24			Q	49,7	Ru	0,5
Total	99,89	al-alk	+ 20,5	L	41,4	Cp	0,6
		t	+ 1,0	M	7,8		
		qz	+ 79	Akz	1,1	Magmatypus: granodioritisch	
				π	0,31		
				γ	0,00		

Diese Analyse weist einen geringen Al-Überschuss auf und dürfte daher von nicht ganz frischem Material stammen. Sie wird daher hier nicht weiter berücksichtigt.

11. Augengneis Nr. 115. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	66,71	si	266	Q	49,4	Q	19,9
Al ₂ O ₃	16,32			Kp	14,6		
Fe ₂ O ₃	1,07	al	39	Ne	16,5	Or	24,3
FeO	2,12	fm	20	Cal	11,3	Ab	27,5
MnO	0,08	c	18,5	Cs	0,3	An	18,8
MgO	1,59	alk	22,5	Fs	1,1		
CaO	4,30			Fa	2,5	Wo	0,4
Na ₂ O	3,03	k	0,47	Fo	3,4	Hy	2,6
K ₂ O	4,12	mg	0,48	Cp	0,5	En	4,5
H ₂ O +	0,55			Ru	0,4		
H ₂ O -	0,05	ti	1,8			Mt	1,1
TiO ₂	0,59	p	0,5	Q	49,4	Ru	0,4
P ₂ O ₅	0,28			L	42,4	Cp	0,5
Total	100,81	al-alk	+ 16,5	M	7,3		
		t	- 2,0	Akz	0,9	Magmatypus: granodioritisch	
		qz	+ 76	π	0,26		
				γ	0,04		

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	54,1 Vol. %	Epidot	4,3 Vol. %
Quarz	18,2 „	Chlorit	0,6 „
Biotit	21,3 „	Akzessorien	0,4 „
Kalifeldspat	10,1 „		

12. Augengneis Nr. 179. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %	Niggli-Werte		Basis	Standard-Katanorm	
SiO ₂	65,97	si	267	Q	48,9
Al ₂ O ₃	16,61			Kp	12,5
Fe ₂ O ₃	0,81	al	40	Ne	19,5
FeO	2,26	fm	19	Cal	11,2
MnO	0,06	c	18	Sp	0,2
MgO	1,49	alk	23	Fs	0,8
CaO	4,13			Fa	2,7
Na ₂ O	3,62	k	0,39	Fo	3,0
K ₂ O	3,51	mg	0,47	Cp	0,7
H ₂ O +	0,56			Ru	0,5
H ₂ O -	0,03	ti	2,1		
TiO ₂	0,70	p	0,7	Q	48,9
P ₂ O ₅	0,40			L	43,2
Total	100,15	al-alk	+ 17	M	6,7
		t	- 1	Akz	1,2
		qz	+ 75	π	0,39
				γ	0,00
				Magmatypus: granodioritisch	
				Cord	0,4
				Hy	3,1
				En	4,0
				Mt	0,8
				Ru	0,5
				Cp	0,7

Mineralbestand (Integrationstisch):

Plagioklas	51,1 Vol. %	Epidot	2,3 Vol. %
Quarz	21,2 „	Muskowit und Sericit	2,9 „
Biotit	12,8 „	Chlorit	0,2 „
Kalifeldspat	8,6 „	Akzessorien	0,9 „

Beim Vergleich der Standard-Katanorm mit dem Modus fällt die Analyse der Probe 115 durch ihre Unterschiede im Feldspat- und Quarzbestand auf. Um einen besseren Vergleich zu ermöglichen, wurden im folgenden durch die Einführung von Idealbiotit nach der Gleichung

$$10 \text{ Or} + 12 (\text{En} + \text{Hy}) + (2 \text{ W}) = 16 \text{ Bi} + 6 \text{ Q}$$

die Kata-Biotitvarianten berechnet:

	Q	Or	Ab	An	Bi	Cord	Mt	Ru	Cp
No. 115	23,4	18,5	27,5	18,8	9,4	Wo-0,4	1,1	0,4	0,5
No. 179	22,0	15,0	32,5	18,7	9,4	0,4	0,8	0,5	0,7

Nach dem Vergleich dieser Werte mit den gemessenen Mineralbeständen fallen bei der Probe Nr. 115 Or um $18,5 - 10,1 = 8,4$ und Q um $23,4 - 18,2 = 5,2$ zu hoch aus, während Plagioklas um $54,1 - 46,3 = 7,8$ sowie Bi zu tief ausfallen. Ein Teil des überschüssigen Q dürfte in den Epidot und Akzessorien eingehen, eventuell liegt auch ein im Vergleich zum angenommenen Idealbiotit SiO_2 -reicher Biotit vor.

In bezug auf die Feldspäte ist zu bemerken, dass ein Teil des Or im Plagioklas steckt, und dass auch der Muskowit K enthält, sowie dass die genaue Unterscheidung von Orthoklas und Plagioklas bei der Schliffvermessung oft Schwierigkeiten bereitet. Unter Berücksichtigung dieser Punkte erscheint die Übereinstimmung befriedigend.

Vergleicht man die Analysen des Augengneises mit denen der tonalitischen Varietäten, so kann man folgende Feststellungen machen: Entsprechend dem Übergang von Tonalit zu Granodiorit stehen einer grossen si-Zunahme bedeutende al- und alk-Zunahmen bei einer nur leichten c-Abnahme und bei stärkerem Rückgang des fm-Wertes gegenüber. Die hohen si-Zahlen sind der grossen Zunahme von freiem Quarz im Augengneis zuzuschreiben, was auch durch die hohen qz bestätigt wird. Die Feldspäte nehmen nur leicht zu; sie werden aber im allgemeinen saurer. Das Verhältnis Na:K bleibt mit Ausnahme von Nr. 115 gleich. Im letzteren liegt der k-Wert wesentlich höher, was mit dem beobachteten Biotit- und Kalifeldspat-Gehalt des Gesteines nicht in Übereinstimmung gebracht werden kann. Es liegt eine grössere Kalifeldspat-Beimischung im Plagioklas vor, welche durch die Auflösung der hellen Aplitbänder hervorgerufen sein dürfte. Der Rückgang des fm-Wertes ist ganz auf das Verschwinden der Hornblende zurückzuführen.

Die Analysen des Augengneises stimmen am besten mit Adamello-Gesteinen überein, von denen hier zwei Beispiele angeführt werden sollen; aus dem Bergell liegt nur eine einzige Analyse vor, die mit dem Augengneis einigermaßen in Übereinstimmung gebracht werden kann:

- r) Biotit-Quarzporphyr, gegenüber Carisolo, Monte Sabione, Adamello. G. OGNIBEN, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 17, 1952, 27. Anal. Autor.
- s) Granodiorit, Cima di Coppetto, W-Adamello, B. ZANETTIN, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 19, 1956, 63. Anal. Autor.
- t) Granit, Fornohtütte, F. K. DRESCHER-KADEN, Chem. d. Erde 12, 1940, Anal. M. BENDIG.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
r)	240	40,5	20	17	22,5	0,21	0,49	1,4	0,5	farsunditisch
s)	256	39,5	23	17,5	20	0,35	0,24	1,4	0,95	granodioritisch
t)	250	36,5	24	15	24,5	0,46	0,51	1,3	0,5	granodioritisch/ adamellitisch

Für die Analyse r ist k allerdings bedeutend niedriger.

Ausserdem kann der Chemismus der Augengneise mit demjenigen der hellen Bänder im Tonalit verglichen werden (S. 346). Gegenüber diesen Bändern weist der Augengneis lediglich etwas höhere si-, al- und alk-Zahlen bei niedrigerem c-Wert auf. Der Unterschied in den c- und alk-Werten dürfte auf das Auftreten von Biotit anstelle von Hornblende beruhen. Dafür spricht auch die grössere k-Zahl des Augengneises (0,39 im Mittel, gegenüber 0,21). Die grösseren si-, al- und alk-Werte entsprechen den im allgemeinen saureren Plagioklassen des Augengneises.

8. Genese des Augengneises

Der Augengneis steht zweifellos in enger Beziehung zum Tonalitzug; darüber kann auch seine scheinbare Unabhängigkeit am W-Ende des Zuges nicht hinwegtäuschen. Überall wo der Tonalit im Kontakt mit dem Augengneis steht, ist ein allmählicher Übergang vom einen zum anderen festzustellen, welcher über den feinkörnigen Übergangstypus Augengneis-Epidot-Tonalitgneis in einer etwa 20 bis 50 m mächtigen Zone stattfindet. Es ist somit kaum anzunehmen, dass der Augengneis als solcher bei der Intrusion des Tonalites schon da war, so dass er lediglich am Kontakt mit dem letzteren metamorphosiert wurde, und dass die Augen- und Porphyroblastenbildung derselben aplitischen Injektion zuzuschreiben wäre, welche auch die helle Bänderung des Augengneis-Südrandes verursachte. Dass die beiden Gesteine genetisch zusammengehören und dass ihr Zusammentreffen auf Monti di Prada kein zufälliges ist, beweist vor allem auch das Vorhandensein von idiomorphen Epidoten, worunter besonders von solchen, die im Biotit eingeschlossen sind, wie sie genau so schön im Augengneis, auch im isolierten Ast der unteren Val Morobbia, wie im Tonalit auftreten.

Es bestehen zwei Möglichkeiten zur Erklärung der Genese des Augengneises:

a) Der Augengneis ist als Randfazies des Tonalitზuges, also als ein Differentiationsprodukt des Tonalitmagmas, zu betrachten. Dafür sprechen vor allem eben diese Analogie im Auftreten des Epidotes in den beiden Gesteinen sowie der sehr ausgeprägte normale Zonarbau der Plagioklasporphyroblasten mit seinen zahlreichen Rekurrenzen. Die normale Zonenfolge ist ein wichtiger Beweis dafür, dass sich hier ähnliche Vorgänge wie in Eruptivgesteinen abgespielt haben müssen, denn die reinen Umwandlungsgesteine zeigen im allgemeinen eine nur schwache und oft inverse Zonierung der Plagioklasse. Ausserdem hat der Augengneis einen granodioritischen Charakter, zeigt also einen Chemismus, wie er aus dem Bergell- und dem Adamello-Massiv von Begleitgesteinen der Tonalite (Granodiorite im eigentlichen Sinn) bekannt ist.

Es ist etwas schwierig, sich nach dieser Auffassung das Auftreten des isolierten Augengneisastes am W-Ende des Tonalitzuges vorzustellen. Dies wäre nur möglich, wenn man annehmen würde, dass die Tonalithauptmasse im betreffenden Abschnitt in der Tiefe steckengeblieben wäre, was aber nach den im ersten Kapitel beschriebenen Feldbeobachtungen wenig wahrscheinlich ist. Viele Anzeichen sprechen dafür, dass der Tonalitzug gegen W auskeilt.

b) Der Augengneis stellt ein durch die Tonalitintrusion kontaktmetamorphosiertes und feldspatisiertes Nebengestein dar. Die oben erwähnten beobachteten Analogien im Auftreten von Epidot und Plagioklas im Tonalit und im Augengneis würden in diesem Fall auf eine innige Durchmischung des Tonalitmagma mit dem ursprünglichen Gestein hinweisen, was auch den isolierten Augengneisast besser erklären lässt. Da sich der ganze Tonalitzug in dieser Gegend apophysenartig verästelt und auskeilt, könnte man sich vorstellen, dass diejenige Apophyse, welche dem Edukt des Augengneises weiter nach W folgte, mit diesem völlig vermischt wurde, so dass nur Augengneis als Endprodukt resultierte.

Vor allem auch aus diesem zuletzt erwähnten Grund scheint der Fall b eher dem wirklichen Entstehungsprozess des Augengneises zu entsprechen.

9. Die Pegmatit-, Aplit- und Granitgänge des Tonalitzuges

a) Die alten aplitisch-pegmatitischen Gänge

Eine Zweiteilung der im Gebiet der Wurzelzone auftretenden Pegmatitgänge nach ihrem vermutlichen Alter wurde schon von E. KÜNDIG (1926, 63) und H. P. CORNELIUS (1928b, 281) befürwortet und von verschiedenen anderen Autoren (F. DE QUERVAIN, A. E. MITTELHOLZER, P. KNOBLAUCH) ebenfalls durchgeführt. Was den Tonalitzug betrifft, wurden darin im ganzen untersuchten Abschnitt keine Gänge angetroffen, welche der älteren Gruppe zugeteilt werden könnten.

Solche treten nur ausserhalb des Tonalitzuges, sowohl in den Tonale-Schiefern wie auch in den Gneisen der Zone von Bellinzona, auf. Es sind dies zum grössten Teil stark geschieferte Lagergänge (diskordante Gänge wurden in diesem Gebiet nicht gefunden), die stellenweise sehr intensiv ausgewalzt und zerquetscht worden sind. Sie führen folgende Mineralien, in der Reihenfolge ihrer Bedeutung aufgezählt: Orthoklas, Quarz, Plagioklas (Albit-Oligoklas), Biotit, Muskowit, seltener Turmalin und Granat. Der Orthoklas ist weitgehend sericitisiert, und auch der Plagio-

klas ist stellenweise vollständig zersetzt, der Biotit vollständig chloritisiert. Der Quarz ist stark zertrümmert und in Zügen angeordnet. Der Glimmer ist vorwiegend parallel gerichtet.

Die *Aplite* sind im allgemeinen viel besser erhalten als die Pegmatite. Nach der Auffassung von E. KÜNDIG (1926, 66) ist dies der Tatsache zuzuschreiben, dass die aplitische Struktur der Tendenz der Metamorphose, eine möglichst gleichmässige Korngrösse zu schaffen, schon von sich aus viel mehr entspricht als die pegmatitische.

Sie unterscheiden sich nur in der Korngrösse von den Pegmatiten; der Mineralbestand und die Charakteristika der Mineralien sind gleich wie bei diesen.

Das Alter dieser Pegmatite und Aplite wird von CORNELIUS (1928b, 282) als mindestens karbonisch, wahrscheinlich sogar vorpaläozoisch geschätzt.

b) Die Aplite am S-Rand des Augengneises

Die aplitischen, konkordanten Bänder im Augengneis sind an dessen S-Rand angehäuft, fehlen aber auch in den übrigen Partien nicht ganz. Ihr Verlauf und ihre Beziehungen zum Augengneis wurden bereits im ersten Teil dieser Arbeit geschildert (S. 302).

Berücksichtigt man ihre relative Frische und ihre unter dem Mikroskop noch deutlich aplitische Struktur, so fällt der Unterschied zu den alten geschieferten Gängen besonders auf. Andererseits unterscheiden sie sich von einer Serie noch jüngerer Aplite und Granitgänge durch ihre schwach schiefrige Textur und vor allem durch ihre stets konkordante Lage. Sie werden auch von den jungen Pegmatitgängen durchsetzt, sind also älter als diese. Altersmässig stehen sie sehr wahrscheinlich zwischen den alten voralpinen unter a behandelten Gängen und denjenigen, welche weiter unten im Abschnitt c beschrieben werden. Sie stellen offenbar die sauren Differentiate des tonalitischen Magmas dar.

Der Mineralbestand ist im Mittel folgender: 50 % perthitischer Kalifeldspat, 30 % Quarz, 15 % Plagioklas, 5 % Muskowit, Biotit, Chlorit, Epidot, Granat. Struktur: aplitisch; Textur: schwach schiefrig.

Der Kalifeldspat ist meistens in Sericitisierung begriffen. Noch gut erhaltene Individuen zeigen fast immer sehr schöne Perthitstrukturen, z. T. Bänderperthite und Mikroklingitterung. Die letztere ist wohl sehr verbreitet, beschränkt sich aber auf Teilgebiete eines Individuums und ist durchwegs mit undulöser Auslöschung desselben kombiniert. Ebenfalls sehr verbreitet sind die Myrmekitbildungen, vor allem in den dünnen und dünnsten Aplitlagen sowie gegen den Rand der mächtigeren Adern.

Sie scheinen hier ausschliesslich zum Typus II der von F. DRESCHER-KADEN (1942, 104) vorgeschlagenen Einteilung zu gehören, d. h. sie sind durch eine Verdrängung des Kalifeldspates durch Plagioklas entstanden. Zahlreiche Kalifeldspatreste in den Plagioklasen (siehe auch Fig. 32), ähnlich denjenigen, die von G. M. PARASKEVOPOULOS (1953, 243) beschrieben worden sind, bestätigen diese Vermutung. Nach dem gleichen Autor (1953, 234) stammt mindestens ein Teil des in den Plagioklasen vorhandenen K_2O von den verdrängten Alkalifeldspäten, was auch den auf S. 374 vermuteten Kalifeldspatgehalt der Augengneisplagioklase aus der unmittelbaren Umgebung der aplitischen Bänder erklären würde.

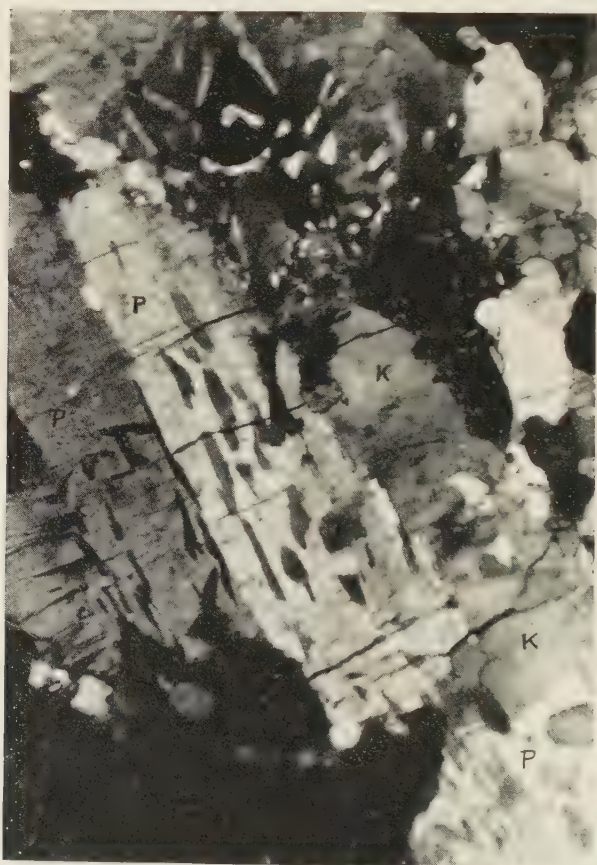


Fig. 32. Verdrängung von Kalifeldspat (K) durch Myrmekit (oben) und Plagioklas (P) am Kontakt Pegmatit-Tonalit. Zahlreiche Kalifeldspatreste sind im Plagioklas zurückgeblieben (Antiperthit). Pegmatit von Valle di Livo. Dünnschliff Nr. 307, Vergr. 100:1, \times Nicols.

Der Plagioklas spielt in den eigentlichen Aplitbändern eine untergeordnete Rolle und gewinnt erst in den erwähnten dünnsten Lagen und gegen die Gangränder, offenbar auf Konto von Kalifeldspat, an Bedeutung. Sein Anorthitanteil schwankt zwischen 15 bis 28 %, wobei die basischeren Glieder gegen den Rand der Gänge auftreten. Eine nur schwache Zersetzung macht sich bemerkbar.

Quarz ist gegen den Rand der Bänder in Zügen angeordnet; sonst tritt er zusammen mit Feldspäten in aplitischem Gefüge auf. Durchwegs undulös auslöschend, ist er oft zerbrochen.

Muskowit tritt in feinen Blättchen auf, die entweder einzeln oder in Lagen angeordnet sein können. Biotit ist meist nur randlich anzutreffen und wurde bis auf geringe Reste vorwiegend chloritisiert.

Der Epidot spielt eine sehr eigenartige Rolle: er ist auch hier in idiomorpher Form anzutreffen, jedoch ist diese Idiomorphie auf die meist vorhandenen Orthitkerne beschränkt. Die Hüllen (vorwiegend Klinozoisit) sind stark eingebuchtet und korrodiert. Ob sie hier auch primär aus dem Magma ausgeschieden wurden, oder ob sich die Epidothüllen erst nachträglich um die sicher primären Orthitkerne gebildet haben, ist nicht ersichtlich. Granat ist stellenweise angereichert. Er ist von braunroter Farbe und immer in einer sehr feinkörnigen Ausbildung.

c) Die junge pegmatitische Intrusion

Allgemeine Merkmale

Im Tonalitzug selber und in seiner Nähe im N findet man zahlreiche junge Gänge, welche zum Teil konkordant, zum Teil diskordant zur Schieferung stehen (siehe auch Tafel III, Fig. 6, und Tafel IV, Fig. 7). Stellenweise durchschwärmen ganze Scharen solcher Gänge das Nebengestein. Sie sind wohl auch von den letzten alpinen Bewegungen miterfasst worden, denn sie zeigen leichte kataklastische Erscheinungen, diese sind aber in bezug auf deren Intensität bei weitem nicht mit denjenigen der älteren Pegmatiten zu vergleichen. Im weitaus vorwiegenden Teil handelt es sich um Pegmatite, die oft mit aplitischen Partien eng verknüpft sind (S. 304). Isolierte Aplit- oder Granitgänge werden seltener angetroffen.

Die Pegmatite

Der Mineralbestand ist der folgende:

Plagioklas	40 %	(30—45 %)
Orthoklas	35 %	(10—40 %)
Quarz	22 %	(18—30 %)

Muskowit, Biotit, Chlorit, Apatit, Titanit, Zirkon

(Granat, Turmalin) 3 % (0,5—10 %)

Die Struktur ist typisch pegmatitisch grob bis riesenkörnig, Textur vorwiegend massig.

Plagioklas hat meistens einen Anorthitanteil von 15—25 %, was einem mittleren Oligoklas entspricht. Gegen den Kontaktrand der Gänge steigt der An-Gehalt beträchtlich, bis 35 %. Gleichzeitig steigt auch der Plagioklasgehalt, während der Kalifeldspat zurücktritt. Die Verzwillingung erfolgt nach dem Albit- und Periklingesetz. Sie ist im allgemeinen weniger intensiv als im Tonalit und nur selten kombiniert. Die Plagioklasse sind vorwiegend frisch oder nur wenig sericitisiert; seltener wurden Zoisit und Calcit als Umwandlungsprodukt angetroffen.

Kalifeldspat tritt in sehr variablen Mengen auf: in der Mitte der mächtigen Gänge ist er oft reichlich vertreten (bis 40 %), randlich aber tritt er stark zurück. Die schwächeren Pegmatitadern führen fast nur Plagioklas und keine K-Feldspäte. Zahlreiche Kalifeldspatreste im Plagioklas deuten auf eine Verdrängung des ersteren durch den letzteren. Besonders schön ist der Kontakt zwischen Pegmatit und Tonalit: der Tonalit-Plagioklas verdrängt den Kalifeldspat aus Pegmatit und schliesst sehr viele unverdaute Kalifeldspatreste ein (Fig. 32), so dass sich das Bild eines Antiperthites ergibt. Ob diese Verdrängung auf metasomatischem Weg nach der Erstarrung der Pegmatite erfolgt ist, oder ob sie einer Reaktion zwischen der flüssigen Intrusivmasse und dem Tonalit zuzuschreiben wäre, ist nicht klar.

Die einzelnen Kalifeldspatindividuen zeigen oft perthitische Struktur und Mikroklingitterung. Verwaschene sogenannte „Phantom-Gitterung“ oder „flauer“ Mikroklin, kombiniert mit undulöser Auslöschung, sind sehr oft anzutreffen.

Quarz zeigt oft Risse und fast immer undulöse Auslöschung. Gegen die Gangränder ist er etwas angereichert und in Zügen angeordnet. Es ist gut möglich, dass er dort z. T. aus der Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas stammt.

Der *Glimmer*, meistens Muskowit, bildet manchmal grossblättrige, bis 1 cm dicke Tafeln. Der Biotit ist am Kontakt mit dem Nebengestein durch die Wirkung der Mineralisatoren auf dieses oft stark angereichert, so dass grobe, dicke Blätter den Pegmatit umhüllen. In der feineren Ausbildung ist der Biotit oft chloritisiert.

In den Arbeiten von J. JAKOB über die chemische Konstitution der Glimmer (1925, S. 444, 1929, S. 404, und 1931, S. 373) finden sich auch Analysen von solchen

aus Pegmatiten des hier untersuchten Gebietes, welche hier zur Orientierung wiedergegeben seien. Die Nummern der Analysen entsprechen denjenigen in den Originalarbeiten:

- Nr. 13 Apfelgrüner Muskowit aus 50 cm mächtigem Pegmatit im Tonalit, Val Melera.
- Nr. 15 Gelblicher Muskowit, aus einem Pegmatit, der einen Peridotitstock durchsetzt; Monte di Daro, östlich von Bellinzona in 890 m Höhe.
- Nr. 31 Muskowit in dicken Tafeln aus einem Biotit-Muskowit-Pegmatit, am Grat etwa 200 m südlich Corno di Gesero, auf der Höhe von 2150 m.
- Nr. 57 Biotit aus einem Zweiglimmerpegmatit, welcher einen Peridotitstock durchsetzt; Monti di Daro, östlich von Bellinzona, in 890 m Höhe. (Analyse des Muskowites unter Nr. 15.) Optische Daten: $n_{\omega} = 1,642$, $n_{\epsilon} = 1,546$, 2 V klein, optisch negativ.

	Nr. 13	Nr. 15	Nr. 31	Nr. 57
SiO ₂	45,16	45,93	45,71	37,38
Al ₂ O ₃	33,69	33,45	34,27	19,23
Fe ₂ O ₃	4,44	2,68	3,00	4,09
FeO	0,50	0,65	0,15	10,47
MnO	Spur	0,03	0,04	0,30
MgO	0,08	1,58	1,65	13,19
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,04	1,06	1,30	1,40
K ₂ O	9,37	9,88	9,42	9,85
H ₂ O +	5,56	4,51	3,77	1,56
H ₂ O -	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,25	0,29	0,59	2,06
Total	100,09	100,06	99,90	100,03

Als Nebengemengteile sind *Apatit* (oft am Kontakt angereichert), *Titanit* und *Zirkon* zu erwähnen. Von den Übergemengteilen ist neben *Turmalin* auch der *Granat* ein häufiges Mineral in diesen Pegmatiten. Er ist stellenweise angereichert und in schönen, idiomorphen Kristallisationsformen (meist Kombinationen von (110) und (211)) anzutreffen. Seine blassbraunrote bis violettbraune Farbe ist derjenigen anderer Granatvorkommen der Tessiner- und Veltliner-Pegmatite sehr ähnlich und lässt einen *Mn-Granat* vermuten.

Er wurde deswegen auch chemisch näher untersucht. Durch sorgfältige Präparierung, die angesichts der randlichen Verwachsung mit Quarz nicht leicht war, wurden 0,3464 g Substanz gewonnen. Diese wurde in verdankenswerter Weise von Prof. J. JAKOB mit folgendem Resultat analysiert:

SiO ₂	36,80
TiO ₂	0,00
Al ₂ O ₃	18,33
FeO	22,32
MnO	18,71
MgO	0,79
CaO	2,02
Total	98,97

Eine Wasserbestimmung konnte wegen Mangel an Substanz nicht ausgeführt werden.

Da aus der Granatformel $3 \text{SiO}_2 \cdot \text{R}_2^{\text{III}}\text{O}_3 \cdot 3 \text{R}^{\text{II}}\text{O}$ folgt, dass $\text{Si}:\text{R}^{\text{III}}:\text{R}^{\text{II}} = 3:2:3$, und da alles Fe als Fe^{II} bestimmt wurde, so kann man so viel Fe als Fe^{III} anrechnen, dass $\text{R}^{\text{III}}:\text{R}^{\text{II}} = 2:3$ wird, worauf ein kleiner SiO_2 -Überschuss bleibt.

	Gew. %	Atomare Äquivalentzahlen		Andr	Pyp	Spess	Alm	Q
SiO ₂	36,80	613	613	36	20	264	274	19
Al ₂ O ₃	18,33	360	360 R ^{III}	24	13,3	176	182,7	
FeO	22,32	310	274				274	
MnO	18,71	264				264		
MgO	0,79	20	594 R ^{II}		20			
CaO	2,02	36		36				
	98,97	1603	1603	96	53,3	704	730,7	19

Auf 100 umgerechnet: Alm 45,6, Spess 43,9, Andr 6,0, Pyp 3,3, Q 1,2, bzw. Q-frei: Alm 46,1, Spess 44,4, Andr 6,1, Pyp 3,4.

Wenn man vom geringen Quarzgehalt absieht, der auf die unvollkommene Trennung der beiden Mineralien zurückzuführen ist, so ist der Granat hauptsächlich aus Almandin und Spessartin zusammengesetzt. Optische und röntgenographische Untersuchungen haben zum gleichen Schluss geführt. Der Brechungsindex wurde durch die Immersionsmethode bestimmt, wobei die Lichtbrechung der Immersionsmedien mit Hilfe der Minimalablenkung an einem Flüssigkeitsprisma ermittelt wurde. Der so bestimmte Wert ist $n_D = 1,810$ und fällt somit zwischen die Werte des Almandins 1,830 und des Spessartins 1,800.

Eine röntgenographische Pulveraufnahme nach der Methode von Debye-Scherrer ergab die Gitterkonstante $a = 11,56$. Verglichen mit den Gitterkonstanten des Almandins (11,52) und des Spessartins (11,59) fällt dieser Granat wiederum zwischen die beiden Varietäten.

Ein Vergleich mit den Dreiecksdiagrammen der Variation des Brechungsindex und der Gitterkonstante mit der chemischen Zusam-

mensetzung der Granate nach A. SRIRAMADAS (1957, 294) ergab folgende Variationsmöglichkeiten:

- a) Pyp 7, Spess 40, Alm 53 (l. c., Fig. 1);
- b) Andr 8, Pyp 22, Alm 70 (l. c., Fig. 6);
- c) Gross 12, Pyp 8, Alm 80 (l. c., Fig. 8).

Im Dreieck Andr-Spess-Alm fällt der Intersektionspunkt der Werte 1,81 11,56 knapp ausserhalb des Diagramms, sehr nahe an der Spess-Alm-Linie, so dass man diese Zusammensetzung auch etwa folgendermassen ausdrücken könnte:

- d) Andr - 5, Spess 55, Alm 50 (l. c., Fig. 5).

Bei allen anderen Systemen fällt der betreffende Intersektionspunkt weit ausserhalb der Dreieckfelder.

In Anbetracht dessen, dass sich die Variationsdiagramme auf ternäre Systeme beziehen, während hier ein quarternäres vorliegt, ist, vor allem nach Fall a, die Übereinstimmung des Chemismus und der optisch-röntgenographischen Daten durchaus befriedigend.

Die chemische Zusammensetzung: Eine Pegmatitprobe aus dem Tonalit oberhalb Ponte del Passo, südlich Dascio, am rechten Mera-Ufer (Handstück Nr. 258) wurde analysiert. Um ein möglichst homogenes Material zu erhalten, wurden etwa 3 kg von weniger grobkörnigem Gestein zerpulvert.

13. Pegmatit Nr. 258. Analytiker: J. WEBER.

Gew. %		Niggli-Werte		Basis		Standard-Katanorm	
SiO ₂	73,21	si	400	Q	54,8	Q	25,3
Al ₂ O ₃	14,97			Kp	19,5		
Fe ₂ O ₃	0,28	al	48	Ne	19,5	Or	32,5
FeO	0,12	fm	3	Cal	5,2	Ab	32,5
MnO	0,01	c	11	Cs	0,2	An	8,7
MgO	0,09	alk	38	Fs	0,3		
CaO	1,91			Fa	0,2	Wo	0,3
Na ₂ O	3,59	k	0,50	Fo	0,2	En	0,3
K ₂ O	5,48	mg	0,25	Cp	—		
H ₂ O +	0,17			Ru	0,1	Mt	0,3
H ₂ O -	0,05	ti	0,5			Ru	0,1
TiO ₂	0,12	p	—	Q	54,8		
P ₂ O ₅	0,01			L	44,2	Magmatypus: yosemitaplitisch/ quarzdioritaplitisch	
Total	100,01	al-alk	+ 10	M	0,9		
		t	- 1	Akz	0,1		
		qz	+ 148	π	0,12		
				γ	0,22		

Von den grösseren Pegmatitvorkommen im oberen Val Melirolo und auf den Monti di Laura sind aus dem Kriegsjahr 1941 drei Analysen vorhanden, welche hinsichtlich der Verwendung dieser Pegmatite für keramische Zwecke ausgeführt wurden. Sie zeigen im grossen ganzen gleichen Chemismus wie die oben aufgeführte Probe aus Italien.

u, v) Pegmatit, Strasse Roveredo-Laura, 580 m ü. M.

w) Pegmatit, Val Melirolo, 1230 m ü. M.

Alle Analysen wurden an der EMPA, Zürich, ausgeführt und in F. DE QUERVAIN und V. JENNY, 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine, 1956, S. 52, Nr. 38, 46, 47, publiziert.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Magmatypus	
u)	420	52	3	6	39	0,42	0,50	aplitgranitisch	
v)	409	50	3,5	9,5	37	0,38	0,40	aplitgranitisch	
w)	386	49	4	8	39	0,45	0,50	aplitgranitisch	

Interessant ist eine gewisse Ähnlichkeit im Chemismus des Pegmatites und der Bergellergranite. Es sei hier zum Vergleich eine solche Analyse angeführt:

z) Bergellergranit, feinkörnig, Pizzo Cacciabella (Albigna), Anal. J. JAKOB, in Chemismus schweizerischer Gesteine, 1930, 248, Nr. 6.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Magmatypus
z)	385	46,5	8,5	12	33	0,52	0,12	1,5	0,8	yosemitaplitisch

Die Apliten

Diese treten, wie eingangs dieses Abschnittes bereits erwähnt wurde, selten isoliert auf, sondern sind mit den Pegmatitgängen eng verknüpft. Sie unterscheiden sich von den im Abschnitt b behandelten Apliten des Augengneis-Südrandes nur durch die massige Textur und durch ihre diskordante Lage im Nebengestein. Der Mineralbestand ist, bis auf geringe Abweichungen, im Verhältnis Kalifeldspat zu Plagioklas, gleich wie bei den anderen Apliten. Nur Epidot wurde hier nicht angetroffen.

Die Ganggranite

Obwohl die Granitgänge im Tonalitzug selber und in dessen unmittelbaren Umgebung nur selten auftreten, spielen sie eine gewisse Rolle für die Beurteilung der Begleiterscheinungen der Intrusion. Sie sind nämlich petrographisch kaum von denjenigen von Novate-Mezzola im Meratal zu unterscheiden und stellen somit eine jüngere Fortsetzung der differenzierten tonalitisch-granitischen Intrusion dar.

Der Mineralbestand ist folgender:

Kalifeldspat	35—40 %
Quarz	30—35 %
Plagioklas	20—25 %
Muskowit, Biotit, Zirkon, Rutil, Erz, Chlorit	5—10 %

Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, die Textur massig. Die Korngrösse variiert von 0,1 bis 3—4 mm.

Der *Kalifeldspat* spielt auch hier, wie in den Aplitgängen, eine dominierende Rolle. Er tritt meistens in grossen Individuen auf, die xenomorph ausgebildet sind. Zum Unterschied vom Plagioklas, der sehr frisch erscheint, ist der Kalifeldspat meistens leicht in Zersetzung begriffen. Mikroklinstruktur ist manchmal zu beobachten, jedoch nicht so oft wie in den Apliten und Pegmatiten.

Quarz: reichlich vorhanden, tritt meistens in grösseren, gebrochenen Individuen auf, welche fast ausnahmslos undulöse Auslöschung zeigen.

Plagioklas: zeigt als einziger heller Gemengteil eine gewisse Tendenz zu Idiomorphie. Er ist intensiv nach dem Albitgesetz verzwillingt, oft auch nach den kombinierten Albit-Karlsbad-Gesetzen, und zeigt nicht selten Zonarbau mit basischerem Kern als die Hülle. Die Messung der maximalen Auslöschungsschiefe in der Zone $\mid (010)$ ergab Oligoklas bis Andesin. Viele Individuen zeigen Spuren von mechanischen Einwirkungen, so z. B. gebogene Zwillinglamellen und undulöse Auslöschung. Zahlreich sind die myrmekitischen Ausbildungen des Plagioklases am Rande von Orthoklasindividuen.

Der *Glimmer* tritt in kleinen, idiomorphen Lamellen auf, wobei der Biotit in der Regel etwas ausgefranst erscheint. Biotit und Muskowit sind in gleichen Mengen vorhanden und sehr oft sind sie parallel miteinander verwachsen. Der Biotit zeigt einen starken Pleochroismus, der von kastanienbraun (n_γ) zu strohgelb (n_α) variiert. Zahlreich sind die pleochroitischen Höfe um die Zirkoneinschlüsse im Biotit. Ausscheidungen von Rutilnadeln sind nicht selten, wobei diese oft Sagenitstruktur aufweisen.

Der Chlorit ist ausnahmslos aus der Umwandlung von Biotit entstanden.

Kapitel III

ZUSAMMENFASSENDE BETRACHTUNGEN

1. Petrochemische Charakterisierung des Tonalituzes und Vergleich mit dem Bergeller Massiv

In der Tabelle 1 sind die 13 Analysen nochmals zusammengestellt, welche anlässlich der Beschreibung der Gesteinstypen bereits aufgeführt wurden. Die Analyse Nr. 10 wurde hier nicht berücksichtigt, da sie einen Al-Überschuss zeigt. Neu kommt die Analyse eines Diorites von Monte Bassetta hinzu, welche von C. M. KOOMANS (1937, 72) durchgeführt wurde; die Fundstelle dieser Gesteinsprobe ist in der Originalarbeit nicht näher bezeichnet. In der Tabelle 2 sind die Niggli-Werte und die Magmentypen dieser Analysen zusammengestellt, anhand derer die diagrammatischen Darstellungen nach P. NIGGLI durchgeführt wurden (Fig. 33 und 34). Mit besonderer Signatur sind in diesen Diagrammen die Werte der analysierten Gesteine aus dem Bergeller Massiv aufgetragen, welche sämtlich den Tabellen der postophiolithischen Eruptivgesteine von C. BURRI und P. NIGGLI (1949, Tabelle 58, S. 93) entnommen wurden.

Wie aus diesen Diagrammen ersichtlich ist, fügt sich der Tonalituzug in das Bild der chemischen Variation des Bergeller Massivs gut ein. Dabei zeigt sich, dass die Streuung aller Werte im allgemeinen eine geringe ist. Fig. 35 gibt das aus den mittleren Variationskurven konstruierte Variationsdiagramm. Es zeigt deutlich den Verlauf der pazifischen Provinzen, charakterisiert durch eine grosse Differenz (al-alk), welche den beträchtlichen Anteil von normativem Anorthitmolekül am Aufbau der Gesteine zum Ausdruck bringt. Die Isofalie ist um $si = 175$ bei $al = fm = 31$, $c = 23$ und $alk = 15$.

Aus dem idealisierten Variationsdiagramm lassen sich für Intervalle von 50 zu 50 si, wenn man von den schwachen Knickungen im Kurvenverlauf absieht, folgende Werte interpolieren:

si	al	fm	c	alk	Magma
100	16	52	25	7	normalgabbroid
150	31	33	23	13	tonalitisch/dioritisch
200	33	29	20	18	quarzdioritisch
250	39	22	16	23	granodioritisch/farsunditisch
300	42	16,5	14	27,5	leukoquarzdioritisch
350	42,5	12,5	12,5	32,5	trondhjemitisch/yosemitgranitisch
400	48	3	11	38	yosemitaplitisch/quarzdioritaplitisch

Tabelle 1. *Analysen der Gesteine vom Tonalitzug Melirola-Sorico*

	1	2	3	4	5	6	
SiO ₂	56,27	52,30	59,28	56,34	56,02	57,11	
Al ₂ O ₃	17,68	19,80	17,15	18,65	17,78	17,97	
Fe ₂ O ₃	2,34	3,43	2,35	2,13	2,52	3,10	
FeO	3,80	4,14	3,53	4,05	4,22	3,26	
MnO	0,07	0,10	0,09	0,09	0,09	0,11	
MgO	4,44	4,31	3,47	3,87	3,80	3,78	
CaO	7,00	7,76	7,17	7,65	7,55	7,21	
Na ₂ O	2,22	2,74	2,80	3,05	3,70	3,59	
K ₂ O	1,86	2,69	1,82	2,03	2,22	2,00	
H ₂ O +	2,92	1,21	1,05	0,86	0,95	1,12	
H ₂ O -	0,06	0,06	0,04	0,02	0,01	0,05	
TiO ₂	0,92	1,04	0,87	1,03	1,05	0,94	
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,33	0,26	0,51	0,40	
Total	99,80	99,83	99,95	100,03	100,42	100,64	
	7	8	9	11	12	13	14
SiO ₂	56,22	64,98	46,32	66,71	65,97	73,21	54,75
Al ₂ O ₃	17,54	16,82	15,71	16,32	16,61	14,97	19,19
Fe ₂ O ₃	4,80	1,65	3,83	1,07	0,81	0,28	2,56
FeO	2,28	1,66	8,69	2,12	2,26	0,12	4,41
MnO	0,13	0,08	0,17	0,08	0,06	0,01	0,28
MgO	3,51	1,99	8,05	1,59	1,49	0,09	4,67
CaO	7,98	6,92	8,92	4,30	4,13	1,91	8,72
Na ₂ O	2,74	3,36	2,41	3,03	3,62	3,59	1,61
K ₂ O	1,54	1,36	2,50	4,12	3,51	5,48	1,16
H ₂ O +	1,17	0,36	1,17	0,55	0,56	0,17	0,98
H ₂ O -	0,09	0,05	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04
TiO ₂	0,97	0,61	1,71	0,59	0,70	0,12	1,10
P ₂ O ₅	0,77	0,25	0,42	0,28	0,40	0,01	0,25
Total	99,74	100,09	99,93	100,81	100,15	100,01	99,72

1. Tonalit, Val Melirola, Morobbia.
2. Epidot-Tonalit, Val Melera, Morobbia.
3. Epidot-Tonalit, Alpe Fossada, Morobbia.
4. Epidot-Tonalitgneis, Alpe Boga, Val Roggiasca.
5. Epidot-Tonalitgneis, S. Dascio, Val Mera.
6. Epidot-Tonalitgneis, Dubino, Val Mera.
7. Tonalit, Val Melirola, Morobbia.
8. Hornblende-Quarzdiorit, helles Band im Tonalit, Sorico, Comersee.
9. Biotit-Hornblendit, basische Schlieren im Tonalit, Biscia.
11. Augengneis, Cima di Cugn, San Iorio.
12. Augengneis, Dubino, Val Mera.
13. Pegmatit, S. Dascio, Val Mera.
14. Diorit, Monte Bassetta, Val Mera.

Tabelle 2. Niggli-Werte und Magmentypen der Gesteinsanalysen vom Tonalitzug Meliolo-Sorico

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	Magma
1.	171	31,5	35,5	22,5	10,5	0,36	0,57	2,1	0,3	+	29 tonalisch
2.	143	31,5	34	22,5	12	0,39	0,51	2,1	0,3	—	5 somnaittonalisch
3.	188	32	31,5	24	12,5	0,30	0,52	2,1	0,4	+	38 tonalisch
4.	165	32	31,5	24	12,5	0,31	0,53	2,3	0,3	+	15 peléitisch
5.	162	30	32	23,5	14,5	0,29	0,51	2,2	0,6	+	4 tonalisch/peléitisch
6.	169	31	32	23	14	0,27	0,52	2,1	0,5	+	13 tonalisch/peléitisch
7.	168	31	32,5	25,5	11	0,26	0,48	2,2	1,0	+	24 peléitisch
8.	240	36,5	21	27,5	15	0,21	0,52	1,7	0,4	+	80 leukopeléitisch
9.	103	20,5	49,5	21	9	0,41	0,54	2,8	0,4	—	33 somnaitdioritisch
11.	266	39	20	18,5	22,5	0,47	0,48	1,8	0,5	+	76 granodioritisch
12.	267	40	19	18	23	0,39	0,47	2,1	0,7	+	75 granodioritisch
13.	400	48	3	11	38	0,50	0,25	0,5	—	+	148 yosemitaplitisch/quarzdiortitisch
14.	153	31,5	36	26	6,5	0,32	0,54	2,3	0,3	+	27 orbitisch/ossipitisch

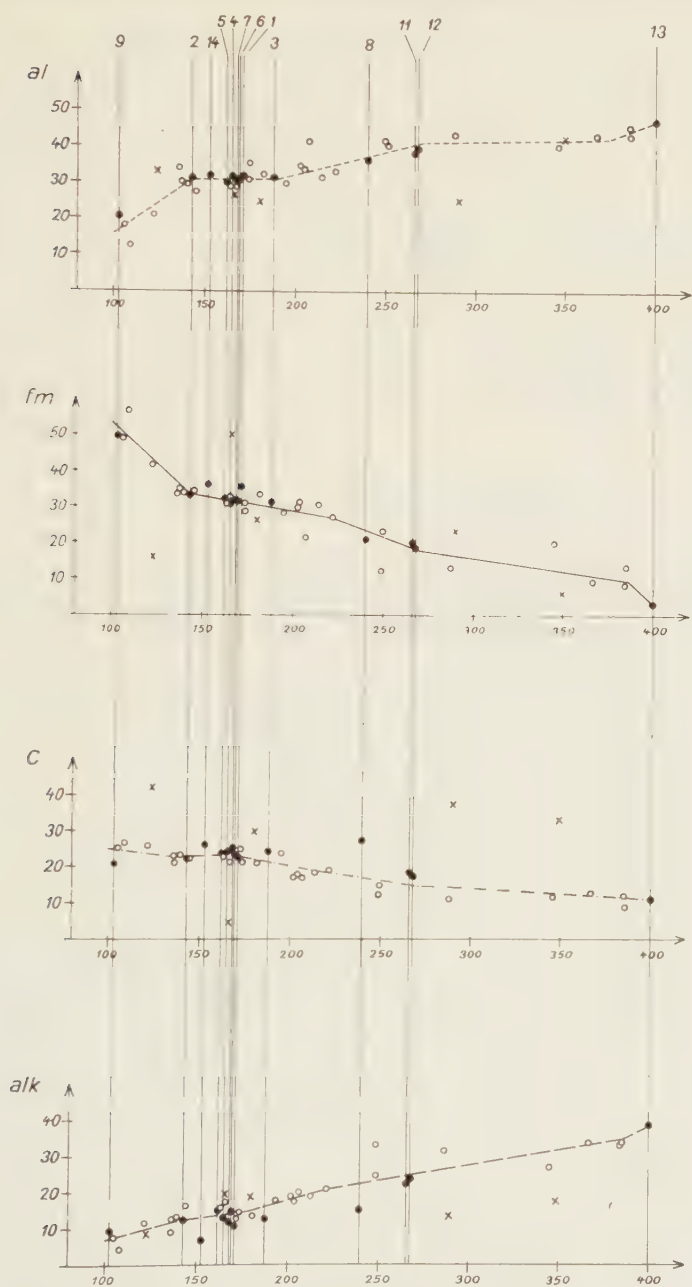


Fig. 33. Variation von a, fm, c und alk in Abhängigkeit von si.

Ausgefüllte Kreise = Tonalitzug Melirola-Sorico. Leere Kreise = Bergeller Massiv.

Kreuze = Bergeller Massiv, endomorph veränderte Gesteine.

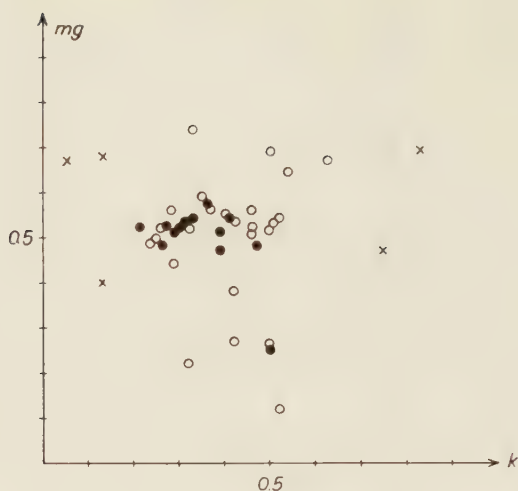


Fig. 34. k-mg-Diagramm.

Ausgefüllte Kreise = Tonalitzug Melirol-Sorico. Leere Kreise = Bergeller Massiv.
Kreuze = Bergeller Massiv, endomorph veränderte Gesteine.

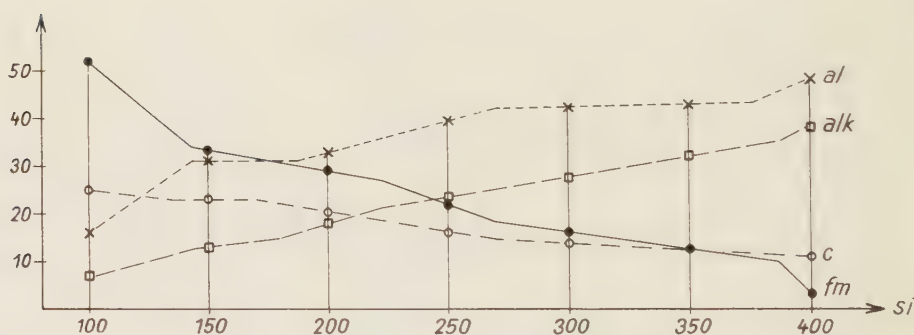


Fig. 35.

Mittlere Variationskurven für al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si, gem. Fig. 33.

Diese Variation kommt einem Provinzialtypus sehr nahe, der von C. BURRI (1926) als „Typus Pelée-Lassen-Peak“ bezeichnet wurde. Die Übereinstimmung geht aus dem Vergleich der oben erwähnten Mittelwerte mit denjenigen desselben si-Intervalls vom Typus Pelée-Lassen-Peak (l. c., 144) hervor:

si	al	fm	c	alk	Magma
120	24	41	26	8	normal gabbroid-ossipitisch
150	28,5	36	25	10	peléitisch
200	34	28	22,5	15	quarzdioritisch
250	38	22,5	19,5	20	quarzdioritisch
300	41	18	16	25	plagioklasgranitisch/granodioritisch
350	43	14	13	30	trondhjemitisch/yosemitisch
400	45	12	10	33,5	engadinitisch

Es ergibt sich somit, dass die intrusiven Gesteine des Bergeller Massivs einem Provinzialtypus angehören, welcher sich in zahlreichen Faltengebirgen, besonders in der Phase des subsequenten Vulkanismus verwirklicht findet.

2. Der Tonalitzug als syntektonische Intrusion

Im Gegensatz zu anderen Faltengebirgen des alpidischen Zyklus, z. B. zu den nord- und südamerikanischen Cordilleren, ist der synorogene Plutonismus im alpinen Sektor des mediterranen Orogens nur sehr schwach entwickelt. Mit der Hauptphase der Faltung verbundene, synorogene Intrusionen im engeren Sinne sind, wohl wegen der starken Deckenbildung, gar nicht vorhanden oder zum mindesten beim heutigen Erosionsniveau noch nicht sichtbar. Hingegen kennt man im Gebiet der Wurzelzone eine Reihe von spätorogenen Intrusionen in Form von isolierten Massiven und Gangsystemen, welche sich vom Piemont nach E bis zum Pohorje in Slowenien erstrecken. Sie folgen mit geringfügigen Abweichungen der alpin-dinarischen Grenze und ihr Aufdringen wurde offenbar durch die steilgestellten Formationen der Wurzelzone, im Gegensatz zum Deckengebiet, begünstigt. Da diese Intrusionen etwas älter als die jüngsten tektonischen Phasen sind, zeigen sie oft eine gewisse Paralleltexur, besonders in ihren älteren Phasen, während die jüngeren nur kataklastische Einwirkungen aufweisen.

Ein wichtiges Glied in der Kette dieser Vorkommen ist das Bergeller Massiv und mit ihm seine apophysenartig parallel zum alpinen Streichen über den oberen Comersee bis in das Val Morobbia vordringende Fortsetzung, welche den Gegenstand der vorliegenden Untersuchung bildete. Diese Zone, welche sich in den südlichen Teil des Bergeller Massivs fortsetzt, ist vorwiegend tonalitisch und weist teilweise, wie erwähnt, starke Paralleltexur auf, so dass von Tonalitgneisen gesprochen werden muss, währenddem die nördlich gelegene Hauptmasse des Bergeller Massivs zur Hauptsache quarzsyenitischen bis granitischen Charakter hat und

bei massiger Textur nur geringe Kataklaste aufweist. Sie dürfte daher einer jüngeren Phase entsprechen. Noch jünger sind die feinkörnigen Zweiglimmergranite von Novate Mezzola-San Fedelino, mit welchen die post-tonalitischen Granitgänge des Untersuchungsgebietes in Verbindung stehen dürften.

Die tonalitische Intrusion erfolgte mit grosser Wahrscheinlichkeit während der letzten Phase der alpinen Bewegung. Nach H. P. CORNELIUS (1928a, 560) ist die tonalitische Intrusionsmasse von der nördlichen granitischen altersmässig auszuscheiden, wobei diese jünger ist als jene. Für die tonalitische Intrusion nimmt der gleiche Autor auf Grund der Korrelation mit den Geröllen der Nagelfluh von Como untermiozänes Alter an und stellt sie vor die Heraushebung und Überkippung der Wurzelzone, aber nach dem Abschluss der grossen, fliessenden Deckenbewegungen (unterostalpin-penninisch). Unteroligozänes bis obereozänes Alter würde sich für die Intrusion ergeben, wenn die von P. NIGGLI (1922, 169) verfochtene Parallelisierung der Bergeller Tonalite mit dem Taveyannazsandstein des nordalpinen Flyschs zutreffen würde, was aber von CORNELIUS (l. c., 557) aus Gründen der räumlichen Verhältnisse bezweifelt wird.

Das intrudierende Magma muss reich an leichtflüchtigen Bestandteilen gewesen sein, was eine vermutlich niedrige Erstarrungstemperatur und damit auch die primäre Ausscheidung von Epidot ermöglichte.

Der gleiche Reichtum an leichtflüchtigen Bestandteilen ist auch die Ursache einer niedrigen Viskosität. Diese Mobilität führte zu einer intensiven Durchtränkung des Nebengesteins in der Grenzregion (wahrscheinlich ein toniger Sandstein oder Biotitschiefer) mit Tonalitmagma. Es entstand so ein feinkörniger Augengneis, welcher sich in der Übergangszone vom Tonalit zum Augengneis im eigentlichen Sinne beobachten lässt.

Gleichzeitig bildete sich im Grenzgebiet durch die Anreicherung der leichtflüchtigen Bestandteile eine saure Schmelze aplitisch-bis pegmatitisch-pneumatolitischer Zusammensetzung, welche zum Teil am Aussenrand des Augengneises in Form von Apliten erstarrte. Diese gleichen aplitischen Lösungen wirkten auch auf den vorhandenen, feinkörnigen Augengneis ein, indem sie ihn durchtränkten und die Feldspatäugen vergrösserten. Es ist bereits geschildert, wie ein Teil der Feldspatporphyroblasten aus den aplitischen Lagen entstehen. Die Anwesenheit des isolierten Augengneis-Astes im W des Tonalitzuges ist dadurch zu erklären, dass die abgespaltenen aplitischen Lösungen und ein Teil des tonalitischen Magmas selber, das Nebengestein durchtränkend, apophysenartig weiter

nach W gewandert wären, woraus nur Augengneis als Endprodukt resultierte.

In der folgenden Phase des Vorganges wurde der Tonalit, der Augengneis und dessen aplitische Randfazies von den alpinen Bewegungen mit-erfasst und parallel gerichtet. Dabei ist schwer zu entscheiden, ein wie grosser Anteil der Paralleltextur des Tonalitgneises auf die Erstarrung unter Einfluss der gerichteten Kräfte zurückzuführen ist. Es entstanden so die verschiedenen Tonalitgneis-Varietäten, neben denen stellenweise (wahrscheinlich im Druckschatten) der massige Tonalit erhalten geblieben ist. Der Augengneis verschuppte sich bei diesem Prozess mit den angrenzenden Gesteinen, woraus die zahlreichen Paragneiseinlagen resultierten. Die Verschuppung und die Bildung von Augengneis müssen mehr oder weniger gleichzeitig erfolgt sein, denn auch aus den Paragneisen sprossen oft Feldspat-Augen, welche zu einem Übergang vom eingeschlossenen Gestein zum Augengneis führen (Tafel I, Fig. 2, Tafel II, Fig. 4).

Die pegmatitische Intrusion erfolgte erst nach der Steilstellung der Wurzelzone und wurde von kleineren Bewegungen gefolgt, welche die Klüftung und die schwache Kataklaste der Gesteine sowie die teilweise Überlagerung des Tonalitzuges von N her verursacht haben. Es ist möglich, dass diese Bewegungen demselben Vorgang zuzuschreiben sind, welcher zur Bildung der Iorio-Tonale-Linie führte. Sie haben die Kontaktsuren im N des Tonalitzuges verwischt, während im S der Augengneis als Kontaktprodukt sehr gut erhalten blieb. Es ist vielleicht daraus zu schliessen, dass die Kontaktzone im N weniger intensiv und darum auch mechanisch schwächer gewesen sein muss, so dass sie später den Spannungen relativ leicht nachgab, welche zur Bildung der Mylonitzone führte.

Literaturverzeichnis

- ANDERSEN, O. (1910): On Epidote and other Minerals from Pegmatite Veins in Granulite at Notodden, Telemarken, Norway. *Archiv for Matematik og Naturvidenskap.*, 31.
- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes. Schweiz. *Min. Petr. Mitt.* 17, 1—79.
- BALCONI, M. (1938): Contributo allo studio petrografico delle Valli del Masino e di Chiavenna. *Rend. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett.* 76, 222—228.
- (1941): Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo. *Period. di Mineral.* 12, 175—298.
- BECKE, F. (1892): Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, N. F. 13, 379—464.

- BRÖGGER, W. C. (1895): Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo im Südtirol. Kristiania.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggiatales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. Diss. Basel.
- BURRI, C. (1926): Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jung-eruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, 115—199.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945/49): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I und II. Zürich.
- BURRI, C. (1950): Das Polarisationsmikroskop. Basel.
- BUTLER, B. S. (1909): Pyrogenetic Epidote. Amer. J. of Sc., 4th Ser., 28, 27—32.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizeralpen. Basel.
- CATALISANO, S. (1936): Appunti di Geologia Alpina. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, 61, 41 p.
- CAVINATO, A. (1927): Studio petrografico di alcune rocce dell'Adamello. Studi Trentini, 8, 30 p.
- COLBERTALDO, D. (1950): Ricerche petrografiche nell'alto bacino del Chiese. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 16, 41 p.
- CORNELIUS, H. P. (1915a): Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jb. Mineral. Beil.-Bd. 40, 253—362.
- (1915b): Geologische Beobachtungen im italienischen Teil des Albigna-Disgraziamassivs. Geol. Rdsch., 6, 166—177.
- (1927): Über Vorkommen von Helsinkit im Albulamassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 7, 28—31.
- (1928a): Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller-Intrusion. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 137, 541—562.
- (1928b): Über das Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. Zbl. Mineral. Abt. A, 8, 281—287.
- CORNELIUS, H. P. und CORNELIUS-FURLANI, M. (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien, 102, 207—301.
- CORNELIUS, H. P. (1949): Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitzber. Österr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. I, 158, 543—570.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogeno penninico; studio geologico-petrografico della catena Gaggio-Basal. Boll. Svizz. Min. Petr. 33, 173—480.
- DIEHL, E. A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 18, 214—403.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin.
- DUPARC, L. und MRAZEC, L. (1901): Origine de l'épidote, Arch. Sc. phys. et nat. (4), 11, 611—613.
- ESKOLA, P. (1920/21): On the Igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar, 63a.
- FENOGLIO, M. (1938): Studi geologico-petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello). Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 13, 95 p.
- GOLDSCHLAG, M. (1917): Über die optischen Eigenschaften der Epidote. Tschermaks Min. Petr. Mitt., N. F. 34, 23—60.

- GOTTFRIED, C. (1932): Über endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. *Chemie der Erde*, 7, 586—593.
- GRABER, H. V. (1897): Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. *Jb. der k. k. geol. Reichsanstalt*, 47, 225—294.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin.
- GSCHWIND, M. und NIGGLI, P. (1931): Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser.* 17.
- HOBBS, W. H. (1890): Über die Verwachsung von Allanit und Epidot in Gesteinen. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 11, 1—6.
- JAKOB, J. (1925): Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. 2. Mitt.: Die Muskowite der Pegmatite, I. Teil. *Z. f. Kristallogr.* 62, 443—453.
- (1929): Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. 5. Mitt.: Die Muskowite der Pegmatite, II. Teil. *Z. f. Kristallogr.* 69, 403—410.
- (1931): Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. 9. Mitt.: Über den Bau der Biotite im weiteren Sinne, *Z. f. Kristallogr.* 79, 367—378.
- (1952): Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Basel.
- JOHANNSEN, A. (1932): A Descriptive Petrographie of the Igneous Rocks, vol. II: The Quartz-Bearing Rocks. Chicago.
- KNOBLAUCH, P. (1934): Umgebung von Bellinzona. In *Geol. Führer der Schweiz*, hg. von der Schweiz. Geol. Ges. Fasc. 11, Basel.
- KNOBLAUCH, P. und REINHARD, M. (1939): Erläuterungen zu Blatt 516 Iorio des Geol. Atlas der Schweiz. Bern.
- KAADEN, VAN DER, G. (1951): Optical studies on natural plagioclase feldspars with high- and low-temperature optics. Inaug. Diss. Univ. Utrecht.
- KOBE, H. (1956): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto, Onsernone und Valle Maggia. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 36, 244—348.
- KOLDERUP, N. H. und KVALE, A. (1936): On primary Epidote in Granites of Sunnhordland (Western Norway). *Bergens Museums Årbok, Naturvidenskapelig rekke*, 4, 14 p.
- KOOMANNS, C. M. (1937): Der Chemismus der Luganer Porphyrgebiete. *Leidse Geol. Med.*, 9, 19—77.
- KÜNDIG, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 6, 1—101.
- LAITAKARI, A. (1918): Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. *Bull. de la comm. géol. Finlande*, 51, 13 p.
- MALARODA, R. (1948): Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 16, 111 p.
- MELZI, G. (1893): Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. *Giorn. di Miner. Cristall. e Petrogr.*, 4.
- MERLA, G. (1935): Le formazioni cristalline tra l'alto Lario e la val Bregaglia. *Boll. R. Ufficio Geol. d'Italia*, 60, 18 p.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 16, 19—182.
- NIGGLI, P. (1920): Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. *Preisschr. Fürstl. Jablonowskischen Ges.*, 17, Leipzig.

- (1922): Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 2, 169—275.
- (1927): Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Berlin.
- (1931): Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, 296—364.
- (1936a): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 16, 295—317.
- (1936b): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 16, 335—399.
- (1937): Das Magma und seine Produkte. Leipzig.
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. I. Basel.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 30, 500—538.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine, Beitr. z. Geol. d. Schweiz., Geotechn. Serie, 14.
- NOVARESE, V. e STELLA, A. (1907): Relazione al R. Comitato Geologica sui lavori eseguiti per la Carta Geologica d'Italia nel 1906. Bollett. R. Comit. Geol. d'Italia, Ser. 4, 8, Parte ufficiale, 27—29.
- (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descrit. Carta Geol. d'Italia, 22, 65—212.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite, Tschermaks Min. Petr. Mitt. 3, 191—271.
- PERETTI, L. (1939): Diorite tonalitica e granito filoniano di Bagni Masino. Rendic. R. Accad. Lincei, Ser. 6, 29, 607—613.
- PHILLIPS, F. C. (1955): The Use of Stereographic Projection in Structural Geology. London.
- PREISWERK, H. (1925): Der Quarzdiorit des Cocco massivs und seine Beziehungen zum Verzascagneis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, 27—55.
- DE QUERVAIN, F. (1932): Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Natw. Ges. Thun, 15 p.
- DE QUERVAIN, F. und FRIEDLÄNDER, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweiz. Gesteine, Beitr. z. Geol. der Schweiz., Geotechn. Ser. 20.
- DE QUERVAIN, F. und JENNY, V. (1956): 2. Nachtrag zu Chemismus schweiz. Gesteine. Beitr. z. Geol. der Schweiz, Geotechn. Ser. 34.
- RATH, VOM, G. (1864): Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Z. d. deutsch. geol. Ges. 16, S. 250.
- REINHARD, M. (1931): Universaldrehtischmethoden. Basel.
- REPOSSI, E. (1904): Appunti mineralogici sulla pegmatite di Olgiasca (Lago di Como). Rend. R. Accad. Lincei, 186—190.
- (1915): La bassa valle della Mera; Studi petrografici e geologici. Mem. Soc. ital. sc. nat., 8, 183 p.
- ROLLE, F. (1881a): Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 23.
- (1881b): Erläuterungen und Profile zur geologischen Karte der Umgebungen von Bellinzona im Kanton Tessin. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 23.
- RÜGER, L. (1933): Die Tonalieinie im Tessin. Geol. Rdsch. 23a, 119—125.
- (1934): Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. Geol. Rdsch. 25, 1—10.



Fig. 1. Paragneisslagen im Augengneiss, zum Teil in einzelnen feinen Lagen und Schlieren aufgespalten. Val di Prada (nicht anstehend).



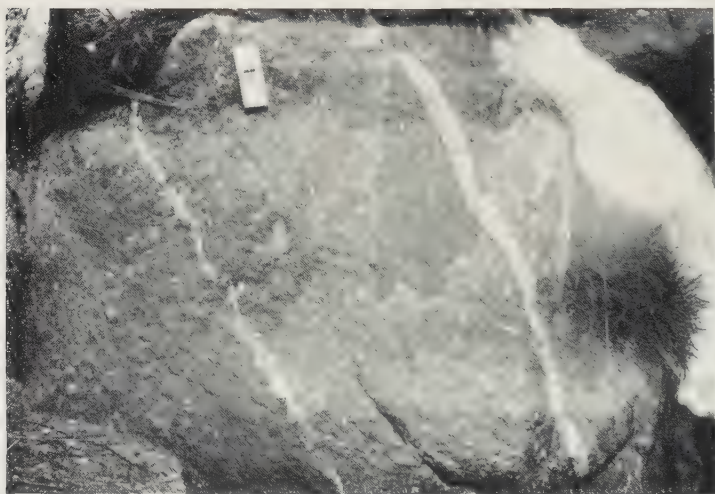
Fig. 2. Übergang Paragneiss-Augengneiss mit allmählicher Auflösung der leukokraten Lagen. Val Ruscada (nicht anstehend). Ap = Aplitgang, konkordant zur Schieferung. Pg = Paragneiss. Ag = Augengneiss.

TAFEL II



Fig. 3. Scharf abgegrenzte Paragneiszwischenlagen im Augengneis, an der Strasse nach Carena, wenig unterhalb Melirolo.

Pg



Pe

Pe

Fig. 4. Paragneis-Scholle im Augengneis, von einem Pegmatitgang durchbrochen. Sprossen von Augen im Paragneis. Val di Prada (nicht anstehend). Pg = Paragneis. Pe = Pegmatit.



Fig. 5. Auflösung der hellen Bänder in einzelnen Augen im Augengneis, Morobbiaschlucht.

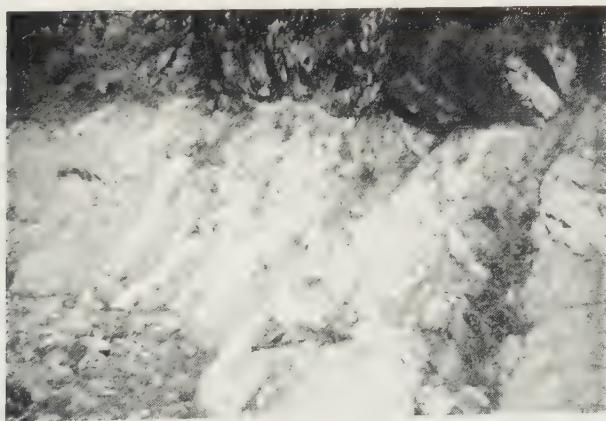


Fig. 6. Breite, unregelmässige Pegmatitgänge im Tonalit, am Ausgang der Valle di Gera.



Fig. 7. Schmale, zum Teil konkordante Pegmatitadern im Tonalit; links im Bild ein etwas mächtigerer, konkordanter Pegmatitgang. Ausgang Valle di Gera.

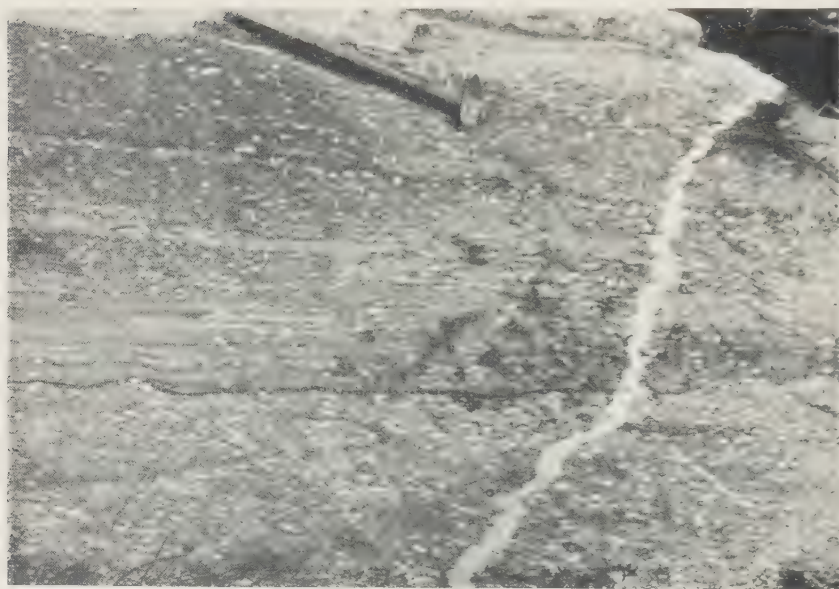


Fig. 8. Paragneislage im Augengneis, von einer diskordanten Pegmatitader durchlaufen; Bildung von einzelnen Feldspatäugen im Paragneis. Val Prada.



Fig. 9. Paragneislage im Augengneis, von einem Pegmatitgang durchbrochen. Das Sprossen von Feldspatäugen ist im Paragneis besonders reichlich, und der Übergang zum Augengneis, in der rechten oberen Bildhälfte, ist allmählich. Val Prada (nicht anstehend).



Fig. 10. Diskordanter Pegmatitgang durchschneidet die aplitisch-pegmatitischen konkordanten Bänder im Augengneis. Morobbiaschlucht.

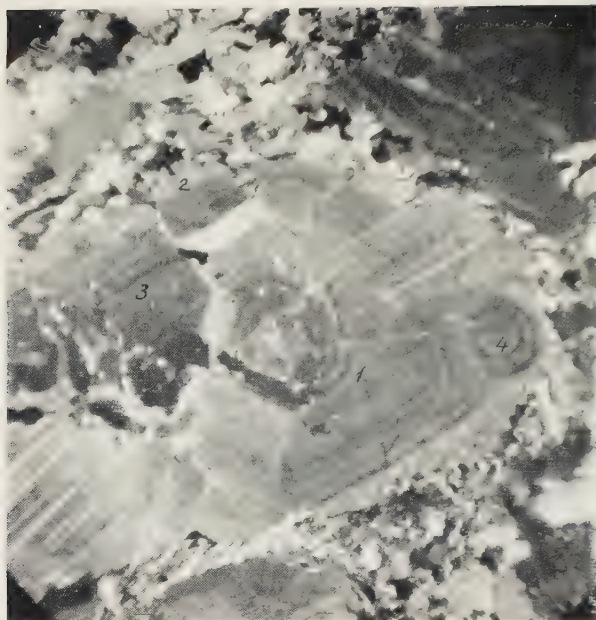


Fig. 11. Durch Kataklase gebrochenes Plagioklasauge. Die abgebrochenen Teile 2 und 3 sind in ihrer Lage verschoben worden. Die Protuberanz 4 wurde durch ein verzwilligtes Plagioklas-korn verursacht, welches im Laufe des Wachstums des Haupt-individuums 1 an diesen haften blieb und in dasselbe eingebaut wurde. Augengneis, Dubino. Dünnschliff Nr. 246. Vergr. 26 : 1, Nicols.

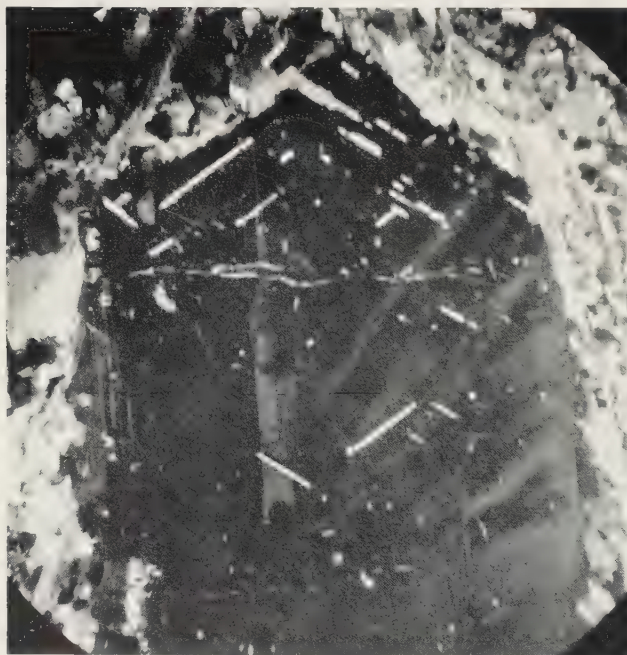


Fig. 12. Geregelte Muskowiteinschlüsse in einem Plagioklasauge. Die Regelung erfolgt parallel den Flächen (100) und (110) des Kristalles. Der Plagioklas zeigt wolkenartige Auslöschung (siehe Text S. 333). Augengneis, Val Ruscada. Dünnschliff Nr. 317 b. Vergr. 17 : 1, \times Nicols.

**Geologisch-petrographische Kartenskizze
des Tonalitzuges
zwischen Giubiasco und Dubino
1 : 50 000**

Abkürzungen

Lokalitäten	Pe	Peglio	Berggipfel
Au	Pi	Plagheda	Cl.Cg. Cime di Cugn
Bu	Pr	Prennarò	Ca. Ganna-Rossa
Bm	Pz	Francisco	Mar. Marmontana
Ca	So	Sorico	M.Ve. Monte Vercana
Cl	Ve	Vercano	S.Pe. Sasso Pello
Cn		Alphöter	Tor. Torresella
DL			
GL		A.Ba. Alpe Boga	Pass
Li		A.Cg. = Cugn	
Ma		A.Fo. = Fossada	P.S. S. I. Passo di San Iorio
Mo		A.Ge. = Gesero	
Pa		A.To. = Torresella	

Geologisch-Petrographische Kartenskizze
des Tonalit-Zuges
zwischen Giubiasco und Dubino

aufgenommen in den Jahren 1952 - 1955, unter Mitbenützung der Aufnahmen
von P. Knoblauch und S. Catalisano
von Jacques Weber

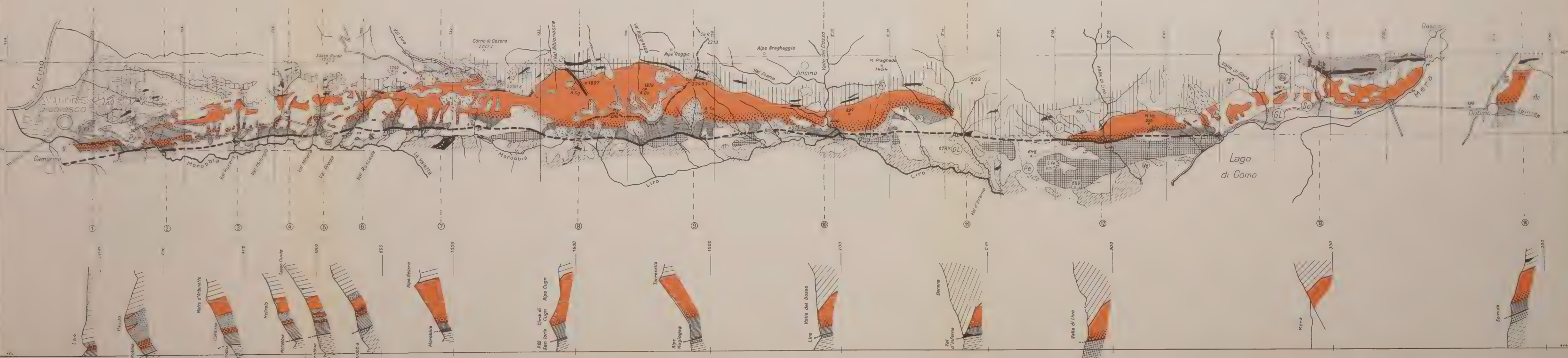
Masstab 1:50000
1000 m 0 1 km

- Alluvialböden
- Bachschuttkegel
- Gehängeschutt u. Schutt im allgemeinen
- Fluvioglaziale Schotter u. Terrassen
- Moränenbedeckung

- Pegmatitgänge
- Tonalit
- Augengneis
- Gneise der Zone von Bellinzona-Dascio
- Sillimanit-Paragneise
- Tonaleschiefer

- Amphibolite
- Ultrabasische Metamorphite
- beobachtet } Iorio-Tonale Linie
- vermutet }
- Nylonitizonen

- Tries
- Gesteine der Insubrischen Zone
- Brüche
- Profiltracien
- Landesgrenze Schweiz-Italien



- SPICHER, A. (1940): Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isonne. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 20, 17—100.
- SPURR, J. E. (1900): Reconnaissance in Southwestern Alaska in 1898. Annual report of the U. S. Geol. Survey 20, part 7.
- SRIRAMADAS, A. (1957): Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Am. Mineral. 42, 294—298.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 46.
- (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 63, 1—18.
- (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52.
- (1937/42): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 82/87, 197—336, 1—138.
- (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Eclogae geol. Helv. 44, 29—130.
- (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. Glarus.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz I. Bern/Zürich.
- TARAMELLI, T. (1903): I tre laghi. Milano.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Stuttgart.
- TURNER, W. H. (1899): The Granitic Rocks of the Sierra Nevada. J. of Geol. 7, 141—162.
- WANG, H. S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 19, 21—199.
- WARREN, B. E. (1930): The Crystal Structure and Chemical Composition of the Monoclinic Amphiboles. Z. Kristallogr. 72, 493—517.
- WENK, E. (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helv. 46, 9—21.
- (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv. 49, 251—265.

Geologische Karten

- KNOBLAUCH, P., REINHARD, M., KÜNDIG, E. (1939): Blatt 516 Iorio des Geol. Atlas d. Schweiz, 1:25 000.
- CATALISANO, S., NOVARESE, V., MERLA, G., MINUCCI, E. (1941): Foglio 17, Chiavenna della Carta geologica d'Italia, 1:100 000.
- WINTERHALTER, R. U. (1957): Geologische Kartenskizze des linken Hanges des Tessintales zwischen Castione-Bellinzona-Valle Morobbia, 1:25 000, nach Aufnahmen von P. KNOBLAUCH (Moesa-Morobbia), 1923—1928, A. E. MITTELHOLZER (nördlich Moesa), 1929—1935, A. SPICHER (südl. Valle Morobbia), 1937—1938. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 37, 9.

Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten

(Vorläufige Mitteilung)

Von *Anders Kvale* (Bergen, Norwegen, z. Zt. Zürich)

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	399
Hauptprobleme und Ziele der Untersuchungen	400
Die alpinen Bewegungen im Gotthard- und Aarmassiv	402
Ergebnisse der Felduntersuchungen	405
Postherzynische Mulden	405
Urseren-Garvera-Mulde	405
Mulden südlich des Gotthardmassivs.	408
Die alten Massive	410
Das Tavetscher Zwischenmassiv	410
Das Gotthardmassiv	413
Metamorphe Gesteine	413
Granitische Plutone	416
Das Aarmassiv	419
Ergebnisse der Dünnschliffstudien	422
Deutung der Regelung	427
English Summary	431
Literaturverzeichnis	433

Einleitung

Im Jahre 1944 wurden, auf Initiative von Prof. Dr. P. Niggli †, am Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich Gefügeuntersuchungen im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten begonnen. Die ersten Untersuchungen stammten von W. EPPRECHT, welcher in einem Kolloquiumsvortrag im Oktober 1945 eine Übersicht über die damaligen Resultate gab. Später wurden die Untersuchungen durch mehrere andere Mitarbeiter fortgesetzt. Orientierte Gesteinsproben wurden auch von W. HUBER und E. DAL VESCO gesammelt: TH. GEIGER, L. M. J. U. VAN STRAATEN und A. GLAUSER führten eine grosse Anzahl von Messungen aus. In zwei Diplomarbeiten wurden diese Untersuchungen gegen Westen und Osten ausgedehnt. H. RÖTHLISBERGER machte Gefügeuntersuchungen im Gerental und J. BÜCHI bearbeitete das Gebiet zwischen der Lukmanierstrasse und Truns. Das gesamte Untersuchungsgebiet umfasste den grössten Teil des Gotthardmassivs, das Tavetscher Zwischenmassiv, die Urseren-Garveramulde, den Südrand des Aarmassivs, die Scopi-, Piora-, Bedretto- und Nufenenmulde und die Stirnregion der Lucomagnodecke. Insgesamt wurden über 300 orientierte Gesteinsproben gesammelt und mehr als 250 Gefügediagramme hergestellt. Die Bearbeitung dieses grossen Materials wurde von A. GLAUSER fortgesetzt. Nach dem Tode Prof. P. NIGGLIS blieb die Arbeit für einige Zeit liegen. Sein Nachfolger, Prof. Dr. F. LAVES, bat den Verfasser, das Material durchzuarbeiten und die Untersuchungen abzuschliessen. Er hat sich seit dem Sommer 1956 dieser Aufgabe gewidmet. Ergänzende Felduntersuchungen unternahm er im Sommer und Herbst 1956 und setzte sie diesen Sommer fort. Die Bearbeitung des Materials wird voraussichtlich im Winter 1957/58 abgeschlossen und anschliessend publiziert werden.

Inzwischen wurde bekannt, dass die Herren H. G. WUNDERLICH und W. PLESSMANN aus Göttingen im August 1956 ähnliche Untersuchungen in der ganzen Sedimenthülle des Gotthardmassivs begonnen hatten, ohne mit dem Zürcher Institut, dessen spezielles Arbeitsgebiet das Gotthardmassiv seit Jahrzehnten darstellt — wie aus der Literatur ersichtlich —, irgendwelche Fühlung zu nehmen. Schon im Januar 1957 haben sie in zwei Vorträgen, erschienen in den Nachrichten der Göttinger Akademie der Wissenschaften (WUNDERLICH und PLESSMANN, 1957) ihre Hauptresultate vorgelegt. Da in diesen Vorträgen zum grösseren Teil dieselben Probleme behandelt wurden, welche Gegenstand der bisherigen Untersuchungen in Zürich sind, hat der Verfasser es für zweck-

mässig erachtet, schon jetzt eine kurze Übersicht über die Ergebnisse dieser Untersuchungen zu veröffentlichen. Die ausführlichen Belege zu den hier folgenden Resultaten werden in der grösseren Arbeit erscheinen.

In dieser Zusammenfassung soll nicht auf alle Probleme eingegangen werden, welche die beiden Herren schon fünf Monate nach Beginn ihrer Feldarbeiten gelöst zu haben glauben, wie zum Beispiel Fragen des Temperaturgradienten während der Metamorphose und der Herkunft der Wärme. Das Hauptgewicht wird auf die Strukturen und Texturen gelegt, die man im Felde beobachten kann, auf deren Beziehungen zu den Struktur- und Texturrichtungen, wie sie sich aus den Gefügeuntersuchungen in Dünnschliffen ergeben, und auf die Zusammenhänge zwischen dem Gefüge und den Bewegungen, welche die verschiedenen Gesteine erlitten haben.

Die Untersuchungen während der ersten Jahre wurden aus Mitteln der Jubiläumsspende für die Universität Zürich, des Jubiläumsfonds ETH 1930 und der Huber-Kudlich-Stiftung unterstützt. Die abschliessenden Untersuchungen und die Bearbeitung des Materials wurden durch die Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich und durch eine grössere Spende des Schweizerischen Nationalfonds ermöglicht. Für die Bereitwilligkeit, diese Arbeiten zu fördern, sind wir allen diesen Institutionen zu grossem Dank verpflichtet.

Der Verfasser möchte gern dem Direktor des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Eidg. Technischen Hochschule, Prof. Dr. F. LAVES, dafür danken, dass er durch seine Initiative den Abschluss dieser Untersuchungen ermöglichte sowie auch für sein stetes Interesse für die Arbeit. Den Herren Dr. W. Epprecht und Prof. Dr. E. Wenk dankt der Verfasser für wertvolle Diskussionen. Er dankt auch Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. F. de Quervain und Dr. W. Epprecht für Durchlesen und sprachliche Korrektur des Manuskriptes.

Hauptprobleme und Ziele der Untersuchungen

Die Gefügekunde ist bekanntlich von B. SANDER in Innsbruck und seinen Schülern entwickelt worden. Das Hauptziel der Gefügeuntersuchungen kann folgendermassen formuliert werden: durch eingehendes Studium der Strukturen und Texturen, die man im Felde und im Dünnschliff beobachten kann, insbesondere durch statistische Untersuchungen über die Regelung der verschiedenen Mineralkörner in orientierten Dünnschliffen, Auskunft über die Bewegungen zu erhalten, welche diese Regelung herbeiführten, sowohl mit Rücksicht auf die Richtungen dieser

Bewegungen als auf ihre Zeitfolge im Verhältnis zu den verschiedenen Phasen der Rekristallisation. Oder kurz zusammengefasst: durch Studium der Bewegungsspuren im Gestein soll Auskunft über die Bewegungen erhalten werden, welche diese Spuren hervorbrachten.

Die Theorie der Gefügekunde ist hauptsächlich durch Dünnschliff- und Handstückstudien entwickelt worden. Daneben spielten theoretische Erwägungen und Studien im Felde eine bedeutende Rolle. Die feldgeologischen Belege für die Richtigkeit der Theorien stammen grösstenteils aus den Ostalpen. Für diese gilt indessen der ungünstige Umstand, dass das Kristallin der ostalpinen Decken zum grossen Teil auch präalpine Metamorphosen durchgemacht hat und darum oft komplizierte Struktur-bilder besitzt, deren Deutung im Felde ziemlich schwierig sein kann. Auf diese Komplikationen hat u. a. DE SITTER aufmerksam gemacht. Leider ist auch, trotz der vielen Arbeiten, die von der Innsbrucker Schule veröffentlicht worden sind, bis jetzt keine Beschreibung eines Gebietes gegeben worden, für welches die Bewegungen ohne Gefügeuntersuchungen eindeutig festgestellt werden können und für welches das Verhältnis der Gefügeelemente zu diesen Bewegungen im Felde und im Dünnschliff belegt ist.

Man kann sich auch die Frage stellen, ob wir ohne weiteres anneh-

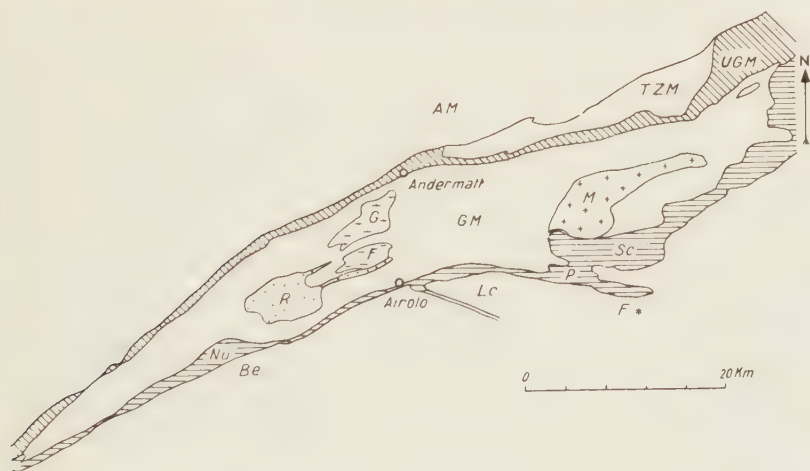


Fig. 1. Übersichtskarte des Gotthardmassivs.

AM Aarmassiv, Be Bedrettomulde, F Fibbiapluton, F* Frodalera, G Gamsbodenpluton, GM Gotthardmassiv, Le Lucomagnodecke, M Medelserpluton, Nu Nufenenmulde, P Pioramulde, R Rotondopluton, TZM Tavetscher Zwischenmassiv, UGM Urseren-Garvera-Mulde, Sc Scopimulde. — Horizontale Linien: Gotthardmassivische Bündnerschiefer und Trias südlich und östlich des Gotthardmassivs.

men dürfen, dass die Beziehungen, die man in den Ostalpen zwischen Gefüge und Bewegungen gefunden hat, allgemeine Gültigkeit besitzen. Dass diese Frage berechtigt ist, zeigen u. a. die Schwierigkeiten, die in den skandinavischen Kaledoniden auftreten, wenn man die Ergebnisse der Gefügeuntersuchungen in Einklang mit den mittels Felduntersuchungen bestimmten Bewegungsrichtungen zu bringen versucht (KVALE, 1953).

Um zur Abklärung dieser Fragen beitragen zu können, wäre es günstig, Gefügeuntersuchungen in einem Gebiet auszuführen, in welchem die Bewegungen im Felde von vornherein einwandfrei festgelegt werden können. Für eine solche Untersuchung ist das Gotthardgebiet besonders geeignet. Dass die alpinen Hauptbewegungen nordwärts gerichtet waren, wurde schon frühzeitig erkannt und ist immer wieder bestätigt worden. In den mesozoischen Gesteinen zwischen dem Aar- und dem Gotthardmassiv sowie in innergotthardmassivischen Mulden im Ostteil desselben hat man Gesteine, die nur die alpinen Metamorphosen erlitten haben und wo keine Deckenbewegungen festgestellt wurden. Dazu hat man im Gotthardmassiv die Möglichkeit, den Einfluss der alpinen Bewegungen auf das präalpine Gefüge zu verfolgen.

Die alpinen Bewegungen im Gotthard- und im Aarmassiv

Nach der üblichen Auffassung bestehen sowohl das Aar- als das Gotthardmassiv aus prätriadischen Gesteinen, die die Unterlage für die mesozoischen Sedimente bilden¹⁾. Während der alpinen Orogenese wurden die heutigen Massive von den angrenzenden Gebieten dieser Unterlage durch Schubflächen getrennt, aufwärts gepresst und gegen Norden bewegt. Teile der Sedimenthülle wurden zwischen den Massiven zusammengepresst oder in die Massive hineingefaltet. Der grösste Teil der Sedimente wurde dagegen unter starken Faltungen nordwärts geschoben und bildet heute die Helvetischen Decken.

Was geschah mit den Massiven und ihren Gesteinen während diesen Bewegungen? Betrachtet man zum Beispiel die Profile von R. STAUB (1924, Tafel 30), so sieht man, dass er eine Aufteilung der Massive durch

¹⁾ Die Petrographie und Stratigraphie im Gotthardgebiet ist besonders von Zürcher Forschern eingehend untersucht worden. Diese Arbeiten werden fortgesetzt. Eine gute Übersicht bieten die Ausführungen von P. NIGGLI und R. U. WINTERHALTER im Geologischen Führer der Schweiz, 1934 (Fasc. II und XI); siehe ferner E. NIGGLI in J. CADISCH: Geologie der Schweizeralpen, 1953 (mit Literaturhinweisen).

Schubflächen annimmt, ferner, dass die Massive mit der fortschreitenden Nordwärtsbewegung immer mehr in der Schubrichtung gestreckt wurden, wobei die Breite der Massive im Nord-Süd-Profil entsprechend reduziert wurde.

Die Bewegungen im Aarmassiv und in seinem Sedimentmantel wurden von ALB. HEIM eingehend diskutiert (Geologie der Schweiz, II, S. 155). Seine Ausführungen fanden durch die Profile, die K. ROHR (1926) zwischen Wendenjoch und Wetterhorn aufnahm, eine schöne Bestätigung (Fig. 2). Diese Profile zeigen deutlich, wie die Gesteine des Aarmassivs durch zahlreiche Schubflächen aufgeteilt wurden und wie sich die Schichtpakete an diesen Schubflächen relativ zueinander bewegten. Die Schubflächen fallen ungefähr 60° gegen Süden und in der Regel parallel zur Schieferung der Gneise ein. Nur ganz vereinzelte Flächen setzen sich in der Sedimenthülle fort und dann nur über kurze Distanzen. Die Sedimente wurden dagegen stark gefaltet. Die Profile zeigen sehr schön, wie dieselbe Beanspruchung in verschiedenen Gesteinstypen verschiedene Bewegungstypen auslöst: in den Gneisen des Massivs eine laminare Gleitung auf den alten Schieferungsflächen ohne irgend eine Faltung: in den Sedimenten, deren Schichtflächen fast senkrecht zu

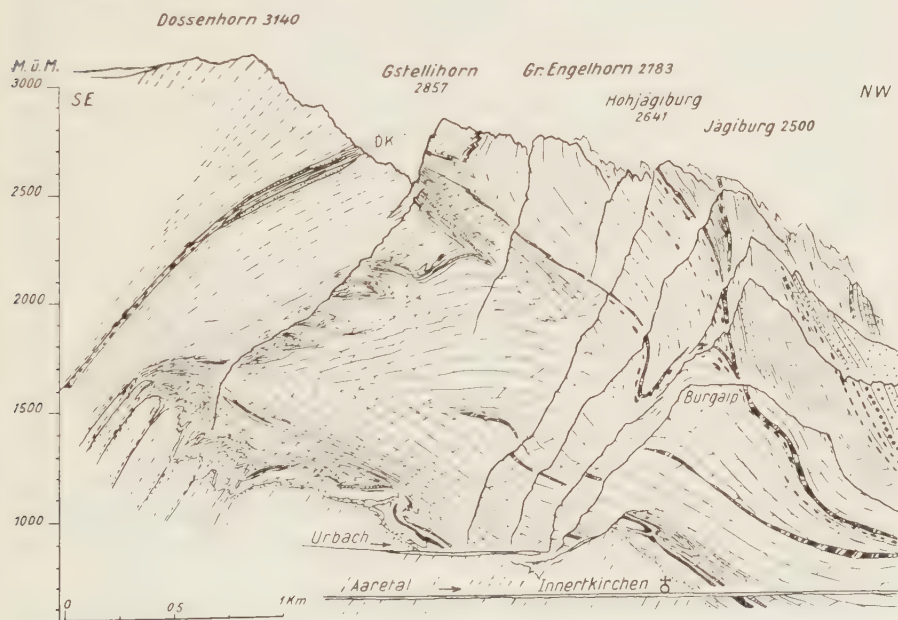


Fig. 2. Tektonisches Serienprofil Titlis-Wellhorn nach W. SCABELL, F. MÜLLER und K. ROHR, gezeichnet von K. ROHR, 1923.

den Schubflächen im Massive lagen, wurde eine intensive Faltung erzeugt.

Wie diese verschiedenen Bewegungstypen sich im Gefüge der Gesteine auswirkten, ist bisher nicht untersucht worden. Dass die Faltenachsen im Sedimentmantel quer zur Bewegungsrichtung verlaufen, ist seit langem bekannt und geht sowohl aus den geologischen Karten als auch aus ROHR'S Profilen hervor. Ob daneben auch eine Striung, d. h. eine parallele Orientierung der Mineralien gebildet wurde, ist nicht bekannt. An der Grimselstrasse, 1 km südlich Innertkirchen, sieht man sehr deutlich, wie sich in den Kreidekalksteinen der autochthonen Sedimenthülle des Aarmassivs zahlreiche Harnischflächen parallel zur Lagerung ausbildeten. Die Rutschstreifen haben überall die Richtung NNW, also senkrecht zu den Faltenachsen. Die Rutschstreifen sind wahrscheinlich durch Relativbewegungen zwischen den Gesteinslagen während der Faltung gebildet worden. Diese Erscheinung ist auch aus Gebieten mit mässiger Biegefaltung dickbankiger Gesteine, zum Beispiel im Jura, wohl bekannt. Wie sich die Gneise während der Bewegungen verhielten, kann in den guten Aufschlüssen an der Grimselstrasse zwischen Innertkirchen und Guttannen gesehen werden. ROHR'S Beschreibung von den Gneisen am Achtersassgräthli: „Der Gneis ist intensiv geschiefert. Verschiebungsfläche steht an Verschiebungsfläche“ (S. 36), trifft auch hier vollständig zu. Auf diesen Flächen, deren Abstand nur einige Millimeter beträgt, ist eine deutliche Striung vorhanden, die durch parallele Orientierung von Muskovit und Serizit bedingt ist. Die Striung verläuft parallel zur Fallrichtung, also südöstlich bis südsüdöstlich. Im Dünnschliff sieht man, dass die Längsrichtungen der Glimmerblättchen der Striungsrichtung parallel verlaufen.

Neben den steilen Schieferungs- und Verschiebungsflächen ist noch ein zweites System von Verschiebungsflächen vorhanden. Diese Flächen fallen 20° bis 40° gegen SE, und deren Abstand kann in Zentimetern bis Dezimetern oder zum Teil in Metern gemessen werden. An diesen Flächen ist die steile Schieferung verbogen worden, und zwar überall in demselben Sinn: Die obere Seite ist immer gegen Norden bewegt. Auch auf diesen Flächen ist eine deutliche Striung zu sehen. Sie wird teils durch Serizit, teils durch Chlorit gebildet und liegt wie die Striung der steileren Flächen in der Fall-Linie. Die zwei Striungen sind also im Streichen genau parallel.

In den Gneisen sieht man keine Andeutung von Falten. Die Deformation der Gneise erfolgte durch Bewegungen in zahllosen Flächen, parallel zur präalpinen Schieferung. Im Gegensatz zu der Biegefaltung in

der Sedimenthülle war die Bewegung rein laminar. Wie in den gefalteten Kalksteinen wurde eine Lineartextur in der Gleitrichtung gebildet.

Ergebnisse der Felduntersuchungen

POSTHERZYNISCHE MULDEN

Urseren-Garvera-Mulde

Die Urseren-Garvera-Mulde folgt der ganzen Nordseite des Gotthardmassivs von Brig im Rhonetal bis Versam im Vorderrheintal. Das Gebiet der vorliegenden Untersuchungen erstreckt sich vom Aeginental im Westen bis Truns im Osten. In dieser Mulde sind die strukturellen Verhältnisse klarer als in den übrigen Teilen des Gotthardgebietes, und es lohnt sich daher, zuerst dieses Gebiet näher zu betrachten. Die Mulde besteht aus postherzynischen, präalpinen Gesteinen, die nur die alpinen Bewegungen und Metamorphosen durchgemacht haben. Sie wurde zwischen dem Gotthardmassiv im Süden und dem Aarmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv im Norden stark zusammengepresst. Dabei entstand eine Schieferung, die wenigstens im allgemeinen parallel mit der Lagerung ist. Die Schieferung fällt steil ($50-90^\circ$) gegen S bis SE (Fig. 3) ein. Auf den Schieferungsflächen ist eine deutliche *Striierung* vorhanden, die überall steil steht und annähernd in der Fallrichtung verläuft (Fig. 3). Schon im Handstück sieht man, dass diese Striierung

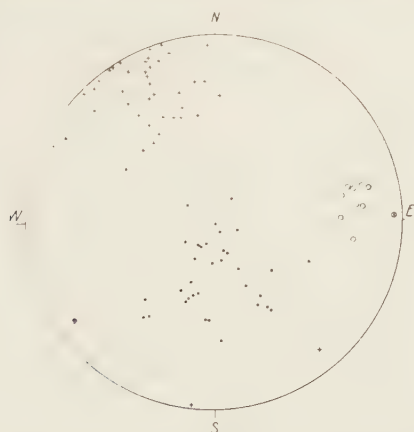


Fig. 3. Diagramm von Schieferungspolen, Striierung, Wellen- und Faltenachsen in der Urseren-Garvera-Mulde. Untere Halbkugel, flächentreue Projektion. Kreuze: Schieferungspole, Punkte: Striierung, Kreise: Wellenachsen, Kreise mit Punkten: Faltenachsen.

durch parallele Orientierung von Mineralien bedingt ist. Die Fallwinkel der Striemung zeigen eine regelmässige Variation. Auf der Schichtfläche gemessen ist der Winkel im Westen $50-70^\circ$ gegen E, in der Gegend von Andermatt $80-90^\circ$ gegen E oder W und im Osten $50-70^\circ$ gegen W. Die Striemung bildet somit einen deutlichen Fächer. Aus vielen Proben dieser Mulde sind je zwei Dünnschliffe hergestellt worden, ein Horizontalschliff, der annähernd senkrecht zur Striemung orientiert wurde, und ein Vertikalschliff senkrecht zur Schieferung. Von einigen Proben wurde zudem ein dritter Schliff parallel zur Schieferung hergestellt.

Das Studium dieser Schliffe ermöglicht eine genaue Bestimmung der Form der Mineralkörner. Mit Ausnahme von blastopsammitischen Feldspatkörnern, die in einigen Gesteinen auftreten, rekristallisierten die meisten Mineralien während der Metamorphose. Durch diese Rekristallisation sind die Körner deutlich anisometrisch geworden. Im Horizontalschliff sieht man meistens rundliche Körner von Quarz und Calcit, in den Vertikalschliffen dagegen von denselben Mineralien spindelige Körner mit einem Verhältnis Länge zu Breite, das häufig 5:1 oder sogar 10:1 erreicht. Die Schliffe parallel zur Schieferungsebene zeigen, dass die Längsrichtung der Körner überall parallel zur Striemungsrichtung verläuft, sowohl bei Quarz und Calcit als bei Glimmer.

Die Mineralkörner zeigen nur geringe Spuren einer postkristallinen Deformation. Die Quarze löschen zum Teil undulös aus; Glimmer, die an blastopsammitische Feldspäte grenzen, können gebogen sein, besonders im Vertikalschliff; nur selten sind gebogene Zwillingsslamellen in Calcit beobachtet worden. Die Rekristallisation scheint also im grossen und ganzen spät- bis posttektonisch zu sein.

Neben der Striemung sieht man auf den Schieferungsflächen oft eine *Wellung* oder *Kleinfältelung*, deren Achsen meisten $20-30^\circ$ gegen N $75-85^\circ$ E einfallen und somit ungefähr 90° mit der Striemung bilden (Fig. 3). Im Vertikalschliff sieht man deutlich, dass durch diese Wellung die Glimmer gebogen sind. Fälle, bei denen die Wellung durch zwei sich schneidende Planartexturen gebildet wurde, sind unter dem Material aus der Urseren-Garvra-Mulde nicht bekannt. Die Wellenlänge der Kleinfältelung liegt meistens zwischen 2 und 10 mm, und die Amplitude ($2A$) beträgt gewöhnlich 1—3 mm. Eigentliche Falten sind bisher nicht beobachtet worden und müssen daher, wenn sie überhaupt vorkommen, selten sein. Das Altersverhältnis zwischen Striemung und Wellung scheint klar zu sein. Glimmer, die in der Striemungsrichtung gewachsen sind, wurden durch die Wellung gebogen. Die Striemung wurde während einer den ganzen Gesteinskomplex durchgreifenden Deformation gebildet; die

Wellung tritt dagegen nur lokal auf und bedeutet nur eine schwache Überprägung des Gefüges. Wie gross der Zeitunterschied gewesen sein mag, muss vorläufig eine offene Frage bleiben.

Relative Bewegungen. Bisher liegen keine Feldbeobachtungen über den relativen Bewegungssinn vor. In den Dünnschliffen kann man häufig solche Bewegungsspuren beobachten, besonders in den Gesteinen mit blastopsammitischen Feldspatkörnern. Diese sind offenbar zum Teil während den Bewegungen gedreht worden, und die benachbarten Glimmer wurden dabei gebogen. Aus dem Verlauf der Biegung kann man den relativen Bewegungssinn festlegen. Es zeigt sich dabei, dass man in den Horizontalschliffen nur ausnahmsweise Zeichen einer Relativbewegung finden kann, während die Bewegungsspuren in den Vertikalschliffen in vielen Fällen sehr deutlich sind. Diese Tatsache deutet darauf hin, dass die Vertikalbewegungen während der Deformation die wichtigsten waren. Besonders interessant ist diesbezüglich eine Reihe von Schliffen aus der Gegend von Andermatt. Fig. 4 zeigt die Relativbewegungen, die aus den Vertikalschliffen bestimmt werden können. Es wurden nur Schliffe benutzt, in denen der Bewegungssinn auf Grund mehrerer Beobachtungen eindeutig bestimmt werden konnte. Die Schliffe vom südlichen Teil der Mulde zeigen, dass die Südseite aufwärts bewegt wurde, während die Schliffe aus dem nördlichen Teil eine Aufwärtsbewegung der Nordseite zeigen. Denselben Bewegungssinn zeigt ein Schliff vom Südrand des Aarmassivs.

Diese Relativbewegungen stimmen mit der Annahme gut überein, dass das Aarmassiv und das Gotthardmassiv relativ zu den dazwischenliegenden Sedimenten hinaufgepresst wurden.

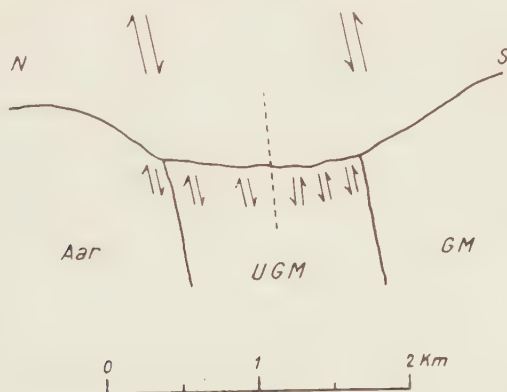


Fig. 4. Profil bei Andermatt mit relativem Bewegungssinn, der aus Vertikalschliffen bestimmt werden kann. Masstab ca. 1:50 000.

Wenn wir die erwähnten Texturen in der Urseren-Garvera-Mulde mit denjenigen der von ROHR untersuchten Gneise am Nordrand des Aarmassivs vergleichen, ergibt sich eine deutliche Übereinstimmung. Beide haben eine ausgeprägte Schieferung ohne Falten und eine ausgeprägte Striung, die durch parallele Orientierung und Längenwachstum der Mineralien bedingt ist. In beiden Gesteinsserien liegt die Striung annähernd in der Fallrichtung der Schieferung, und in beiden ist die Streichrichtung der Striung ungefähr NNW, d. h. parallel mit der Bewegungsrichtung während der Überschiebungen. Es ist gezeigt worden, dass die Bewegungen am Nordrand des Aarmassivs entlang den Schieferungsflächen verliefen, und zwar in der Striungsrichtung. Ein direkter Beweis für solche Bewegungen kann in der Urseren-Garvera-Mulde nicht gegeben werden, aber die weitgehende Übereinstimmung der Texturen in den beiden Gebieten und die deutlichen Spuren von Relativbewegungen in den Vertikalschliffen, zusammen mit dem Fehlen solcher Spuren in den Horizontalschliffen, deuten mit grosser Wahrscheinlichkeit darauf hin, dass der Bewegungsmechanismus in den beiden Gebieten derselbe war. Bisher sind weder im Felde noch im Dünnschliff Andeutungen für Horizontalbewegungen in der Urseren-Garvera-Mulde gefunden worden.

Dass in der Richtung der steilen Striung wenigstens in einigen Gebieten eine Streckung des Gesteins stattgefunden hatte, zeigte ALB. HEIM schon 1878 mit seinen Beschreibungen von gestreckten Fossilien aus der Fernigenmulde und anderen Lokalitäten. Er diskutierte auch (1878, S. 63) die Entstehungsweise der Striung und fand, dass die Striung dort auftritt, wo während einer starken Zusammenpressung eines Schichtenkomplexes nur in einer Richtung ein Ausweichen möglich war. In den tief eingeklemmten Mulden wie der Urserenmulde war nur das Ausweichen nach oben möglich. Durch diese Ausweichbewegungen wurde die Striung gebildet.

Die Forschung hat in den 79 Jahren seit ALB. HEIMS Erklärung der Striungsbildung jedoch gezeigt, dass eine Striung auf verschiedene Weise entstehen kann. Doch hat HEIM auf eine wichtige Ursache aufmerksam gemacht, und die neuen Untersuchungen ergaben, dass gerade für die Urseren-Garvera-Mulde seine Erklärung in Betracht gezogen werden muss.

Mulden südlich des Gotthardmassivs

Am Süd- bzw. Ostrand des Gotthardmassivs liegen drei Mulden mit postherzynischen, präalpinen Sedimenten, die zur Sedimenthülle des Massivs gehören: die Nufenenmulde im Südwesten, die Scopimulde im

Osten und die Pioramulde, die südlich der Scopimulde liegt und sich westwärts bis Airolo erstreckt. Die Texturen sind in diesen Mulden so ähnlich, dass sie in dieser Übersicht gemeinsam behandelt werden können.

Südlich der Triaszonen, die von Airolo gegen SW und SE verlaufen, folgen die penninischen Bündnerschiefer, welche ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen. Doch machte RÖTHLISBERGER einige Beobachtungen in der Bedrettomulde südlich des Nufenenpasses, die hier erwähnt werden sollen.



Fig. 5. Diagramm von Schieferungspolen, Striung, Wellungs- und Faltenachsen in der Pioramulde. Symbole wie in Fig. 3.

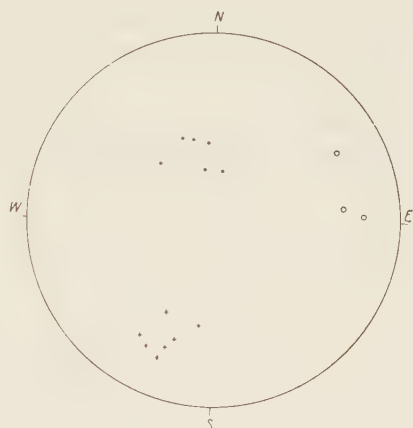


Fig. 6. Diagramm von Schieferungspolen, Striung, Wellungs- und Faltenachsen in der Scopimulde. Symbole wie in Fig. 3.

Wie die Diagramme der Feldbeobachtungen zeigen (Fig. 5 und 6), finden wir in den zwei östlichen Mulden dasselbe Verhältnis zwischen Schieferung, Striung und Wellung oder Faltenachsen wie in der Urseren-Garvera-Mulde. Die Schieferung fällt überall gegen NNW bis NNE, dem Fächerbau des Gotthardmassivs und der Überkipfung der Mulden entsprechend. Die Striung ist steil und fällt auf der Schieferungsfläche westlich der Fallinie. Wellungs- und Faltenachsen fallen $0-30^\circ$ gegen ENE bis ESE und bilden mit der Striung Winkel von $70-90^\circ$.

In der Nufenenmulde kann die Schieferung sowohl gegen NW als gegen SE fallen. Die Striung ist steil und fällt östlich der Fallinie der Schieferung. Die Wellenachsen streichen ungefähr nordöstlich mit schwachem Einfallen gegen SW oder NE. Sie bilden auch hier mit der Striung Winkel, die meistens zwischen 70 und 90° liegen.

Die Schieferung in der Bedrettomulde ist mit derjenigen in der Nufenenmulde parallel. Dagegen ist das Verhältnis zwischen Striemung und Wellungs- oder Faltenachsen von dem in der Nufenenmulde herrschenden grundsätzlich verschieden. Alle Beobachtungen hinsichtlich dieser Lineartexturen geben Fallwinkel von 30° – 60° in der Richtung N 60° E bis E. Die Striemung ist somit den Wellungs- und Faltenachsen parallel. Da nur wenige Beobachtungen vorliegen, kann man nicht ohne weiteres annehmen, dass ein solches Verhältnis typisch für diesen Teil der Bedrettomulde ist. Doch zeigt die Arbeit von GÜNTHER (1954), dass weiter östlich in der Bedrettomulde die Richtungen von Striemung und Faltenachsen bedeutende Variationen aufweisen, und dass sie wenigstens zum Teil parallel sind. Wahrscheinlich hat man in den penninischen Bündnerschiefern einen anderen Deformationsstil und kompliziertere Struktur- und Texturverhältnisse als im Gotthardgebiet zu erwarten.

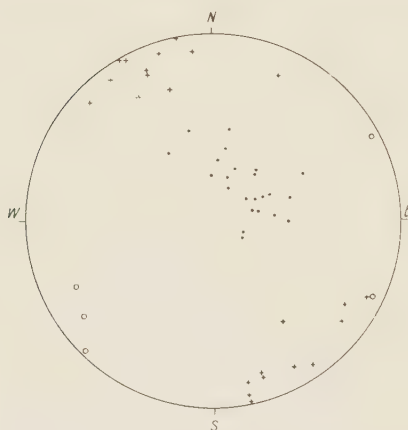


Fig. 7. Diagramm von Schieferungspolen, Striemung, Wellungs- und Faltenachsen in der Nufenenmulde. Symbole wie in Fig. 3.

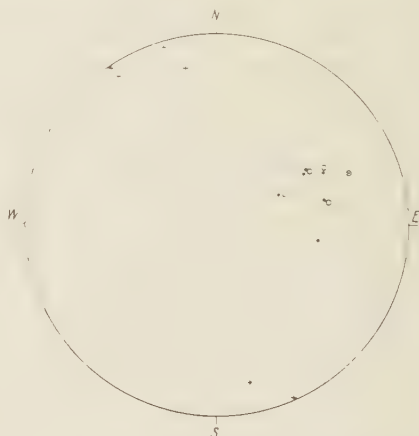


Fig. 8. Diagramm von Schieferungspolen, Striemung, Wellungs- und Faltenachsen in der Bedrettomulde. Symbole wie in Fig. 3.

DIE ALTEN MASSIVE

Das Tavetscher Zwischenmassiv

Dieses Massiv besteht aus prätriadischen Gesteinen, hauptsächlich aus Paragesteinen. Es liegt zwischen dem Aarmassiv und dem Gotthardmassiv und erstreckt sich vom Oberalppass bis Truns. Vom Gotthardmassiv wird es durch die Urseren-Garvera-Mulde getrennt, vom Aarmassiv durch eine ganz schmale Zone von mesozoischen Sedimenten,

die nur an wenigen Stellen aufgeschlossen sind. Das Massiv wurde während der alpinen Orogenese stark beeinflusst. Man könnte daher von vornherein erwarten, dass sowohl präalpine als alpine Texturen vorhanden sind. Im folgenden werden wir sehen, ob es durch die Gefügeuntersuchungen möglich ist, über diese Frage Auskunft zu erhalten.

Die Diagramme der Feldbeobachtungen zeigen ein Bild, das ganz verschieden ist von demjenigen der Diagramme der nur alpin metamorphen Gesteine. Während in den letzteren die Texturen so regelmässig sind, dass man Symbole für Pole der Planartextur, für Striemung und für Wellung im gleichen Diagramm eintragen kann, muss man im Tavetscher Zwischenmassiv die verschiedenen Texturelemente separat eintragen, um nicht die Übersicht zu verlieren.

Die Schieferung ist in den meisten Fällen mit der Schichtung parallel, doch gibt es Stellen, wo keine Relation zur Schichtung festgestellt werden kann; ferner gibt es einige Stellen, wo die Schieferung deutlich die Schichtung durchsetzt. Von den letztgenannten Beobachtungsstellen wurden nur die Pole der Schichtung eingetragen. Die Schieferung fällt dort immer steil gegen S oder SSE.

Das Diagramm der Schieferungspole (Fig. 9) zeigt eine bedeutende Variation sowohl im Streichen als im Fallen. Das häufige Nordfallen steht im scharfen Gegensatz zu dem steilen Südfallen in der Urseren-Garvera-Mulde. Auch Fallen gegen Osten und Westen kommt vor.

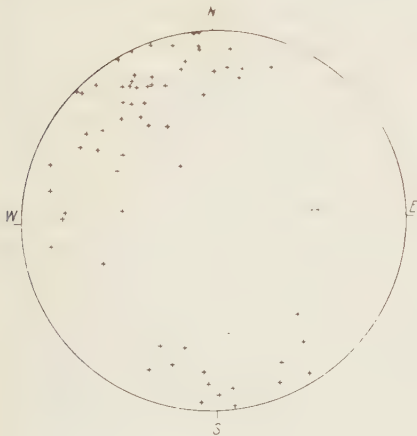


Fig. 9. Diagramm von Schieferungspolen im Tavetscher Zwischenmassiv.



Fig. 10. Diagramm von Striemung im Tavetscher Zwischenmassiv. Punkte: Striemung, Dreiecke: sekundäre Striemung, Vierecke: Rutschstreifen.

Das Diagramm der Striemung (Fig. 10) zeigt auch einen klaren Unterschied gegenüber dem entsprechenden Diagramm der Urseren-Garvera-Mulde. Die steile, südfallende Striemung dieser Zone ist gut repräsentiert, aber etwa die Hälfte der Beobachtungen zeigt ein Fallen gegen NE bis ENE, mit Fallwinkeln, die meistens zwischen 10 und 60° schwanken. Diese Richtung ist in der Urseren-Garvera-Mulde nicht vertreten. Die Vermutung liegt nahe, dass hier ein präalpines Textur-element vorhanden sei.



Fig. 11. Diagramm von Wellungs- und Faltenachsen im Tavetscher Zwischenmassiv. Symbole wie in Fig. 3.

Das Diagramm der Falten- und Wellungsachsen (Fig. 11) zeigt, dass die Wellung ungefähr mit derjenigen in der Urseren-Garvera-Mulde parallel ist, während die Faltenachsen viel steiler sind. Sie streichen gegen NE bis ENE und fallen meistens 50° bis fast vertikal.

Das Studium der Verbreitung der verschiedenen Striemungsrichtungen zeigt, dass in der Nähe der Grenzen des Massivs nur die steile, S bis SSE fallende Striemungsrichtung vorkommt. Diese findet man auch dort, wo das Gestein relativ dünn-schiefrig ist. In grösseren Abständen von den Massivgrenzen, und besonders da, wo das Gestein relativ massig ist, tritt die schwach NE-fallende Striemungsrichtung auf. An einigen Lokalitäten, zum Beispiel an der Oberalpstrasse 2,5 km westlich Sedrun, treten beide Richtungen in demselben Gestein auf. Die NE-fallende Striemung ist dann vorherrschend, während die steile Striemung nur als parallele Orientierung von Glimmer auf einzelnen Schieferungsflächen sichtbar ist.

Diese Tatsachen deuten darauf hin, dass die NE-fallende Striemung

präalpin ist, die nur dort erhalten ist, wo die alpine Durchbewegung der Gesteine relativ schwach war. Überall wo die alpine Durchbewegung intensiv war, sieht man nur die steile, S bis SSE fallende Striemung.

Einige Beobachtungen von Rutschstreifen auf Harnischflächen zeigen, dass die meisten dieser Streifen mit der S bis SSE fallenden Striemung parallel sind. Ein Studium der Rutschstreifen zeigt, dass sie der lokalen Bewegungsrichtung entsprechen. Einige Streifen fallen $35\text{--}55^\circ$ gegen W bis WSW.

Das Gotthardmassiv

Das Gotthardmassiv besteht hauptsächlich aus Paragneisen, Orthogneisen und granitischen Plutonen, deren Gesteine ebenfalls zum Teil ein gneisartiges Aussehen haben können. Daneben treten Amphibolite und andere basische Gesteine auf. Für sämtliche Gesteine ist bisher ein präalpines Alter angenommen worden. In den granitischen Plutonen ist die Möglichkeit vorhanden, dass die Texturen primäre Erstarrungstexturen sind. Bei der Beschreibung der Texturen müssen diese Plutone daher gesondert behandelt werden.

Metamorphe Gesteine

Wie bei der Beschreibung des Tavetscher Zwischenmassivs müssen die verschiedenen Texturalelemente in eigene Diagramme eingetragen werden, um eine Übersicht zu ermöglichen.

Das Diagramm der Pole von Schieferungsflächen (Fig. 12) zeigt

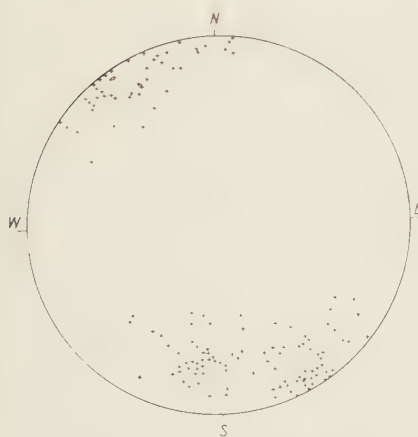


Fig. 12. Diagramm von Schieferungspolen im Gotthardmassiv.

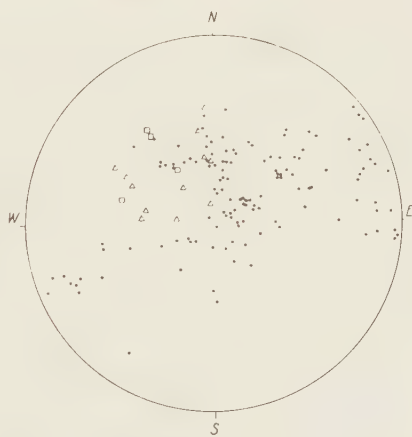


Fig. 13. Diagramm von Striemung und Rutschstreifen im Gotthardmassiv. Symbole wie in Fig. 10.

eine gewisse Variation im Streichen und Fallen, eine Variation, die genau jener Variation entspricht, die man aus Karten und Profilen lesen kann. Interessant ist, dass die Variation geringer ist als in dem viel kleineren Tavetscher Zwischenmassiv.

Das Diagramm der Striemung (Fig. 13) gibt ein Bild, das demjenigen des Tavetscher Zwischenmassivs sehr ähnlich ist. Neben der vorherrschenden, N bis NNW streichenden Striemungsrichtung tritt eine NE bis ENE streichende Richtung hervor, zum Teil mit ganz schwachem Einfallen gegen NE oder SW.

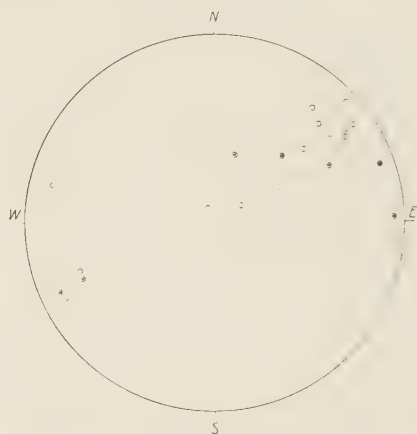


Fig. 14. Diagramm von Wellungs- und Faltenachsen im Gotthardmassiv. Symbole wie in Fig. 3.

Die Wellung (Fig. 14) streicht ebenfalls NE bis ENE, meistens mit einem kleinen Fallwinkel. Nur wenige Beobachtungen von Faltenachsen liegen vor. Die Richtungen weichen nicht beträchtlich von derjenigen der Wellung ab.

Die geographische Verteilung der Faltenachsen ist sehr interessant. Die meisten Beobachtungen stammen aus dem südlichen Teil des Gebietes. Steile Faltenachsen, die parallel zur Striemung sind, findet man im Gebiet von Airolo und westwärts gegen den Nufenenpass. Der nördlichste Beobachtungspunkt liegt bisher bei der Nordgrenze des Fibbia-granits an der Gotthardstrasse. Gegen Osten sind sie bis südwestlich des Westendes der Scopimulde gefunden worden. In der nördlichen Hälfte des Gotthardmassivs sind keine steilen Faltenachsen gefunden worden. Dort zeigen alle Beobachtungen kleine Fallwinkel, und die Streichrichtung ist NE bis ENE. Wo die schwach fallende Striemung auftritt, sind die Faltenachsen zu dieser Striemung parallel. Wo die steile Striemung

auftritt, sind die Faltenachsen parallel mit der Wellung, die Winkel von $70-90^\circ$ mit der Striemung bildet. Die Falten des letzten Typus treten meistens vereinzelt auf und sind ganz klein, während die Falten in Gesteinen mit flacher Striemung Grössen von mehreren Metern erreichen können. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Falten verschiedenen Alters, trotz ungefährrer Parallelität der Faltenachsen.

Das Auftreten von steilen Faltenachsen im südlichen Teil des Gotthardmassivs zeigt, dass hier in der W-E- oder WSW-ENE-Richtung eine gewisse Kompression stattfand. Es liegt nahe, die Kompression im südlichen Teil und den Mangel an Kompressionskriterien im Nordteil mit der Bogenform des Massivs in Verbindung zu bringen. Nimmt man an, dass der Nordschub im Airologebiet am stärksten war, könnte man eine gewisse Biegung des ganzen Massivs erwarten, und zwar in dem Sinn, dass im nördlichen Teil des Massivs eine Dehnung, im südlichen Teil eine Kompression in der Längsrichtung des Massivs stattfand. Das ganze Massiv mit der vorherrschenden steilen Schieferung könnte in diesem Sinne als eine Grossfalte mit steiler Achse aufgefasst werden. Die Achsenebene dieser Falte würde im Gebiet Andermatt-Airolo liegen.

Wenn eine solche Biegung stattgefunden hätte, müsste sie durch Relativbewegungen in der Horizontalebene begleitet sein, und zwar in entgegengesetztem Sinn auf beiden Seiten der Achsenebene. Tatsächlich können solche Bewegungen nachgewiesen werden. Wie oben erwähnt, sind keine deutlichen Spuren von Bewegungen in den Horizontalschliffen aus der Urseren-Garvera-Mulde gefunden worden. Doch können auch asymmetrische Glimmermaxima Auskunft über den relativen Bewegungssinn geben. Im südlichen Teil des Massivs geben sowohl die Horizontalschliffe als die Glimmerdiagramme Auskunft über den Bewegungssinn.

Bisher ist mit diesen Methoden der relative Bewegungssinn in etwa 40 Horizontalschliffen und -diagrammen aus dem Gotthardmassiv und den angrenzenden Mulden bestimmt worden. Die grosse Mehrzahl der Resultate stimmt gut mit der Annahme einer Biegung des Massivs überein.

Was das Altersverhältnis der zwei Hauptrichtungen der Striemung betrifft, kann man dieselben Beobachtungen machen wie im Tavetscher Zwischenmassiv: die flache NE-Striemung findet man nur im inneren Teil des Massivs. Bisher ist sie nur aus dem Gebiet zwischen Lukmanierstrasse und Unteralpental bekannt, doch liegen zwischen der Gotthardstrasse und dem Gerental verhältnismässig wenige Beobachtungen vor.

An mehreren Stellen an und in der Nähe der Lukmanierstrasse kann man sehen, wie die flache NE-Striemung im Gestein vorherrschend

ist, besonders in den Streifengneisen. Daneben tritt auf einzelnen Flächen eine steile N- bis NNW-Orientierung der Glimmer auf. Wahrscheinlich ist hier die flache Striung präalpin, die steile alpin. Weitere Belege für diese Annahme kann man in den Kontaktverhältnissen Streifengneis-Medelsergranit finden, die unten beschrieben werden.

Die Richtungen der sekundären Striung sind im Diagramm Fig. 13 eingetragen. Alle Punkte fallen innerhalb des Gebietes der steilen N- bis NNW-Striung.

Granitische Plutone

Im Gotthardmassiv kann man die folgenden granitischen bis granodioritischen Plutone unterscheiden (siehe z. B. E. NIGGLI in J. CADISCH, 1953, S. 350):

1. Gamsbodengranitgneis
2. Fibbiagranit
3. Medelsergranit mit Cristallina-Granodiorit
4. Rotondogranit

Die Plutone 1, 2 und 4 wurden von R. SONDER (1921) voneinander abgetrennt und ihre Petrographie eingehend beschrieben. Am Südrand des Fibbiagranites liegt nach ihm eine Zone von Cocciola-Tremolagranit, die auch auf der Karte von E. NIGGLI zu sehen ist. Nach den Untersuchungen S. HAFNERS (Diplomarbeit Eidg. Techn. Hochschule, 1955, nicht publiziert) ist diese Zone ein Ausläufer des Rotondogranites. Für alle diese Plutone wird herzynisches Alter angenommen.

Eine detaillierte Struktur- und Texturuntersuchung dieser Plutone war in der Zeit, welche dem Verfasser zur Verfügung stand, leider nicht möglich. Doch liegen genügend Beobachtungen vor, dass mit Hilfe der vorliegenden Literatur auf gewisse Unterschiede zwischen den Plutonen hingewiesen werden kann, und dass auf die Probleme, welche diese Unterschiede hervorbringen, aufmerksam gemacht werden kann.

Bezüglich der auftretenden Texturen können die vier Plutone in drei Gruppen eingeteilt werden:

a) *Gamsbodengranitgneis und Fibbiagranit*. In diesen beiden Plutonen kann man überall sowohl eine Planartextur²⁾ als eine Lineartextur

²⁾ Das Wort „Planartextur“ wird hier als Synonym zu Foliation im Sinne BALKS (1936) benutzt. Diese Textur wird im Gotthardgebiet meistens durch eine parallele Orientierung von dunkeln Mineralien, besonders Biotit, hervorgebracht. Nur selten sind diese Mineralien in typischen Schlieren konzentriert. Die Planartextur wird oft durch die Einregelung von grösseren Feldspatäugen (Einzelkörner oder Aggregate) akzentuiert.

(Striemung) finden. Die Planartexturen streichen parallel zur allgemeinen Streichrichtung des Gotthardmassivs und sind somit parallel zu den Nord- und Südgrenzen der beiden Massive. Von den Ostgrenzen dieser Plutone, die ungefähr N-S verlaufen, liegen leider keine Beobachtungen vor. Das Fallen der Planartexturen ist überall steil und wechselt in der Richtung, dem Fächerbau des Massivs entsprechend. Die Striemung ist ebenfalls überall steil und zur steilen Striemung in den nur alpin deformierten Gesteinen parallel. Sie ist auch mit der Striemung im Nebengestein parallel.

Was das Alter dieser Texturen betrifft, konnte schon W. SALOMON (1912) zeigen, dass die Planartextur einen Aplitgang oberhalb Mätteli durchschneidet, und er zog daraus die Schlussfolgerung, dass die Planartextur keine primäre Erstarrungstextur sei, sondern eine spätere, metamorphe Textur. Diese Auffassung ist jetzt allgemein anerkannt, und seine Beobachtung kann an vielen Lamprophy- und Aplitgängen in den beiden Plutonen bestätigt werden.

Die Paralleltextur ist in beiden Plutonen so ausgeprägt, dass man oft das Gestein als Granitgneis oder sogar als Gneis bezeichnen muss. Von SONDER wurde es immer als Gneis bezeichnet. Doch tritt im Kartenbild der Unterschied zwischen den beiden Plutonen und den älteren Orthogneisen deutlich hervor.

Beide Plutone enthalten grössere Feldspatkristalle, die meistens hypidiomorph sind und deren Alter ein interessantes Problem bietet. Die Feldspatkristalle sind bis jetzt gewöhnlich als primär angesehen worden. Doch kann man oft beobachten, dass die Feldspäte quer zur Planartextur gewachsen sind, anscheinend ohne irgendeine Deformation erlitten zu haben. Man kann auch in den Feldspäten Einschlüsse von Biotit finden, die genau nach der Planartextur oder in der Striemungsrichtung geregelt sind, ohne Rücksicht auf die Orientierung des Feldspatkristalls. Für diese Erscheinungen kann der Verfasser keine plausible Erklärung finden, wenn die Feldspäte als primär angesehen werden. Wir müssen daher mit der Möglichkeit einer sekundären Entstehung dieser Feldspäte rechnen, so dass sie also Porphyroblasten alpinen Alters wären.

b) *Medelsergranit*. Die Beobachtungen im Medelsergranit stammen aus dem westlichen Teil des Plutons, aus der Nähe der Lukmanierstrasse.

In der Nähe der Grenze kann oft eine Planartextur gesehen werden, doch ist sie viel weniger deutlich als in den Gamsboden- und Fibbia-plutonen. Schon 20 bis 30 m von der Grenze entfernt ist sie oft kaum zu erkennen. Diese Flächentextur ist überall parallel zur Grenze, auch wo

diese die Schieferung des Nebengesteins überschneidet. Kleine basische Partien (Einschlüsse oder Ausscheidungen) sind parallel zur Flächentextur geordnet.

Neben der Flächentextur sieht man auch eine Striung, die in der Nähe der Lukmanierstrasse überall steil gegen NNW bis NNE fällt. Die Striung kann weiter gegen das Innere des Plutons verfolgt werden als die Planartextur. Auch sie scheint mit grösserem Abstand von der Grenze weniger deutlich zu werden. Ob sie bis zum zentralen Teil des Plutons verfolgt werden kann, ist nicht bekannt. Basische Partien haben ihre Längsrichtung parallel zur Striung.

Alle die erwähnten Beobachtungen deuten auf eine primäre Entstehung der Planartextur und der Striung, die also während der Erstarrung einer fluiden Masse gebildet wurden und deren Orientierung durch die relativen Bewegungen innerhalb dieser Masse entstand. Einen weiteren Beleg für diese Auffassung ergibt ein Vergleich der Richtungen der Striung im Pluton und im Nebengestein. Die steile Striung im Medelsergranit kann bis an den Kontakt verfolgt werden. Ein bis zwei Meter davon entfernt sieht man im Streifengneis die fast horizontale NE-Striung, die in diesem Gebiet charakteristisch für diese Gneise ist.

Die Verhältnisse am Kontakt zeigen eindeutig, dass die Striung der Streifengneise hier älter ist als die Intrusion des Medelsergranits, ferner, dass die Striung des Medelsergranits eine primäre Fluidaltextur sein muss.

Wenn man nur die Striungsrichtungen der verschiedenen Gesteine vergleicht, könnte man annehmen, die Striung des Medelsergranits sei alpinen Alters. Wie oben gezeigt wurde, wäre eine solche Annahme völlig unbegründet. Die Striung ist durch die Aufwärtsbewegung des Magmas gebildet, nicht durch eine spätere Deformation. In bezug auf das Alter der Intrusion können die Beobachtungen nur die Auskunft geben, dass sie jünger als die Bildung der Streifengneise ist.

c) *Rotondlogranit*. In diesem Granit kann man im allgemeinen weder eine Planartextur noch eine Lineartextur erkennen. Dies trifft sowohl für das Hauptmassiv als auch für den Ausläufer zu, der in einer Breite von etwa 200 m als sog. Tremolagranit die Gotthardstrasse überquert. Wenn man sorgfältig nach solchen Texturen sucht, kann man sehen, dass bis etwa 5 m vom Kontakt die Quarzkörner eine schwache Orientierung aufweisen, indem die Längsrichtung der Körner parallel und steil ist. (Das Gestein ist am Kontakt fast glimmerfrei.) Zum Teil kann man auch eine schwache Planartextur parallel zur Grenze vermuten.

In der Nähe der Grenze sieht man, besonders an der Gotthardstrasse,

zahlreiche steile Rutschflächen, deren Rutschstreifen steil verlaufen und längs welcher der innere Teil des Plutons relativ zur Randzone aufwärts bewegt ist. Diese Flächen sind mit Chlorit belegt, während Biotit das dunkle Mineral des Granits bildet.

Der Mangel an Regelung, den man im Felde und im Handstück sehen kann, wird durch die Gefügediagramme bestätigt. Aus einer Probe vom mittleren Teil der Zone an der Gotthardstrasse wurden Biotitdiagramme sowohl aus dem Horizontal- als aus dem Vertikalschliff hergestellt. Beide zeigen ein Minimum im zentralen Teil des Diagramms. Diese Minima entsprechen jedoch keiner Regelung im Gestein, sondern sind nur dadurch bedingt, dass die Pole der (001)-Flächen, die kleinere Winkel als etwa 40° mit der Schliffebene bilden, nicht eingemessen werden konnten. Wenn man die zwei Glimmerdiagramme miteinander vergleicht, sieht man, dass der Biotit in dieser Gesteinsprobe ungeregelt ist.

Die Quarzdiagramme aus denselben zwei Schliffen zeigen auch keine deutliche Regelung. Auch in einer Probe aus dem nördlichen Teil des Hauptmassivs ist der Quarz völlig ungeregelt.

Der vollständige Mangel an Regelung im Rotondogranit ist für die Frage des Alters des Granits sehr wichtig. In allen anderen Gesteinen in dem 10 km langen Profil an der Gotthardstrasse ist sowohl eine deutliche Planartextur als auch eine deutliche Striierung vorhanden. Wie wir oben gesehen haben, sind diese Texturen sowohl in dem 2 km breiten Fibbiagranit als auch in dem 2,5 km breiten Gamsbodengranitgneis sekundär, haben aber die älteren Texturen der beiden Plutone vollständig überprägt. Wir haben auch gesehen, dass diese Texturen alpin sein müssen. Nur in der etwa 200 m breiten Zone von Rotondogranit fehlen diese Texturen vollständig. Die undeutlichen Texturen an der Grenze können am besten als primäre Erstarrungstexturen gedeutet werden.

Der Verfasser kann keine andere plausible Erklärung für den Mangel an Regelung im Rotondogranit finden, als dass die Intrusion *nach* der Bildung der Texturen der Nebengesteine stattfand. Der Rotondogranit muss spät- bis posttektonisch sein und gehört somit offenbar zu den jungen alpinen Graniten.

Das Aarmassiv

Die Beobachtungen im Aarmassiv stammen meistens aus der südlichen Randzone des Massivs. Daneben sind einige Beobachtungen an der Gotthardstrasse von nördlich Andermatt bis Amsteg gemacht worden sowie einige Beobachtungen zwischen Sedrun und Krüzlipass wie auch zwischen Innertkirchen und Guttannen.

Aus einem so lückenhaften Material können keine Schlussfolgerungen gezogen werden. Die Untersuchung des Aarmassivs liegt auch ausserhalb der Aufgabe der vorliegenden Arbeit. Doch zeigen die vorliegenden Beobachtungen gewisse Eigentümlichkeiten, die darauf deuten, dass Strukturuntersuchungen im Aarmassiv zu wertvollen Ergebnissen führen könnten. Darum werden sie hier veröffentlicht.

Das Diagramm der Planartexturen (Fig. 15) zeigt in allen Gesteinstypen ein Vorherrschen der steilen Flächentextur, die ungefähr parallel mit der Längsrichtung des Massivs verläuft.

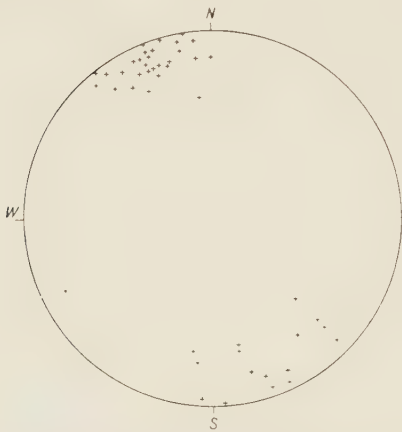


Fig. 15. Diagramm von Schieferungspolen im Aarmassiv.

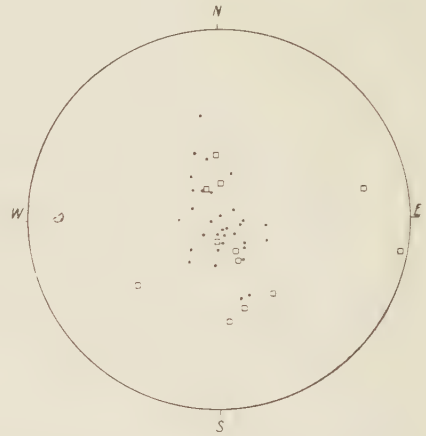


Fig. 16. Diagramm von Striemung und Rutschstreifen im Aarmassiv. Symbole wie in Fig. 10.

Das Diagramm der Striemungsrichtungen (Fig. 16) zeigt eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit dem Diagramm von der Urseren-Garvera-Mulde und unterscheidet sich deutlich von den Diagrammen aus dem Tavetscher Zwischenmassiv und dem Gotthardmassiv. Nur die steile N-S streichende Striemung kommt vor, und sie verläuft annähernd in der Fallrichtung der Planartextur.

Von Wellung und Faltenachsen liegen nur wenige Beobachtungen vor. Beide Texturelemente streichen ungefähr ENE mit kleinen Fallwinkeln (Fig. 17).

Es wurden auch einige Rutschstreifen gemessen, von denen die Mehrzahl ungefähr parallel zur Striemung, die anderen etwa ENE bis ESE streichen.

Die steilen Harnischflächen zeigen, dass die Vertikalbewegungen die Rekristallisation der Gesteine überdauerte. Nach den Untersuchungen JÄCKLIS (1951) setzten sich die Vertikalbewegungen im Aarmassiv bis in die Postglazialzeit fort.

Wie oben gesagt, kann man aus diesem Material keine Schlussfolgerungen ziehen. Man kann nur auf die möglichen Interpretationen hinweisen. Wenn man die Diagramme der Texturbeobachtungen miteinander vergleicht, liegt es nahe anzunehmen, dass alle beobachteten Texturen alpinen Alters seien. Eine solche Annahme stimmt nicht mit der allgemeinen Auffassung überein, dass das Aarmassiv durch die alpine Deformation weniger beansprucht wurde als das Gotthardmassiv. Die

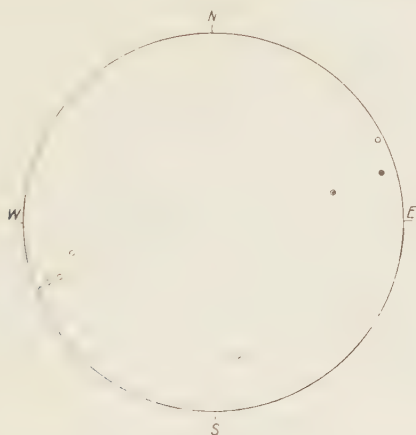


Fig. 17. Diagramm von Wellungs- und Faltenachsen im Aarmassiv. Symbole wie in Fig. 3.

Texturen im Medelsergranit zeigen, dass die herzynischen Granite eine primäre steile Striung haben können. Es liegen nicht genügend Beobachtungen vor, um über die primäre oder sekundäre Natur der Texturen im Aaregranit zu entscheiden. Doch kann man sowohl nördlich Sedrun als an der Gotthardstrasse basische Partien finden, die parallel mit der Flächentextur und der Striung liegen, was eher für eine primäre Entstehung spricht. Bemerkenswert ist es auf jeden Fall, dass, wenn man von den sicher alpinen Texturen in der Urseren-Garvera-Mulde in das Aarmassiv geht, keine Änderung in der Striungsrichtung zu finden ist.

Weitere eingehende Untersuchungen sind nötig, um in diesen Fragen Klarheit zu bringen.

Ergebnisse der Dünnschliffstudien

Gefügediagramme sind von orientierten Gesteinsproben aus sämtlichen oben beschriebenen tektonischen Einheiten hergestellt worden. Die meisten Diagramme betreffen Quarz, aber auch von Glimmer (Biotit, Muskovit oder Serizit) liegen viele vor. Ferner sind eine Reihe von Calcitdiagrammen und zwei Dolomitdiagramme vorhanden. Die Diagramme aus den verschiedenen Gesteinen und Gebieten zeigen so viele Übereinstimmungen, dass sie in dieser Übersicht gemeinsam behandelt werden können.

Glimmer. Mit Ausnahme des Diagrammes des Rotondogranits zeigen alle Glimmerdiagramme eine gute Regelung. Alle Diagramme zeigen Gürtel, deren B-Achsen genau oder annähernd der Striemung parallel sind (Fig. 18). Die Abweichungen können auf zwei Ursachen zurückgeführt werden. Die eine hängt damit zusammen, dass fast alle Dünnschliffe horizontal gemacht wurden. In Gesteinen, wo der Fallwinkel der Schieferung kleiner als etwa 65° ist, konnte daher bei vielen Glimmern der Pol (001) nicht ausgemessen werden, so dass die Diagramme unvollständig wurden. Die andere Gruppe von Abweichungen findet man in Gesteinen, in welchen die Striemung in der Schieferungsebene relativ grosse Winkel (über ca. 20°) mit der Fallrichtung bildet. Ein genaues Studium von drei zueinander senkrechten Schliffen aus solchen Gesteinen deutet darauf hin, dass nur diejenigen Glimmerblättchen, die ungefähr parallel zur

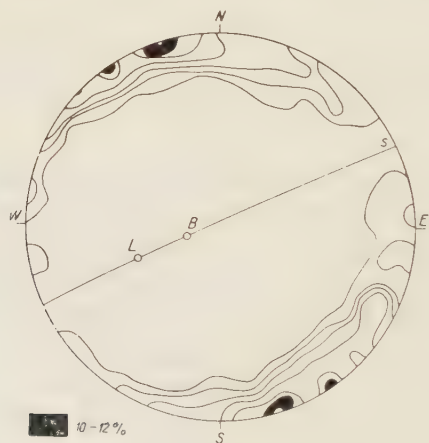


Fig. 18. Serizit. 300 Pole zu (001). Untere Halbkugel. 1, 2, 3, 5, 8, 10 % (= schwarz), Max. 12 % (weiss). s: Schieferung, L: Striemung, B: B-Achse des Serizitgürtels. Schliff 10° gegen N geneigt. Serizitquarzit, Pardatsch, Val Nalps, Urseren-Garvera-Mulde.

Schieferungsebene liegen, in der Strömungsrichtung geregelt sind, während diejenigen Glimmer, deren (001)-Flächen mit der Schieferungsfläche einen grösseren Winkel bilden, eine steilere Orientierung ihrer Längsrichtung haben. Ein morphologischer Unterschied zwischen diesen Glimmern konnte nicht festgestellt werden.

Die Glimmerregelung ist somit im allgemeinen in bezug auf die Strömung homoaxial.

Die Grösse der 1°-Gürtel wechselt, doch umfasst sie in mehreren Diagrammen 360°, auch wenn 300 Glimmer gemessen wurden. Keine Diagramme zeigen typische s-Tektonite. Einige Diagramme haben nur ein Maximum, das genau oder annähernd im Schieferungspol liegt. Andere haben zwei oder mehrere Maxima, deren Stärke und Abstand voneinander und vom Schieferungspol von Fall zu Fall wechselt. In den Dünnschliffen kann man nur selten Spuren von s-Flächen finden, welche diesen Maxima entsprechen. Zum Teil scheinen die Maxima durch von Glimmer umhüllte Feldspat- und Quarzkörner bedingt zu sein.

Querglimmer treten in einigen Gebieten häufig auf. Der Glimmer kann Biotit oder Muskovit sein. Es handelt sich nicht um einen konstanten Regelungstypus, wo die Glimmer genau in der ac-Fläche des Glimmergefüges eingeregelt sind. In den Diagrammen sieht man meistens zwei oder mehrere Maxima, die 60—90° vom Schieferungspol entfernt liegen, und in den Dünnschliffen sieht man gewöhnlich keine den Maxima entsprechende s-Flächen. Genauere Einzelheiten über die Verbreitung der Querglimmer und ihre eventuelle Typisierung können zur Zeit nicht gegeben werden.

Alle Diagramme weisen eine deutliche Symmetrieebene senkrecht zur B-Achse auf. Ob man daneben auch andere Symmetrieebenen legen kann, hängt von den Forderungen ab, die man an die Symmetrie stellt. In einigen Diagrammen kann man von einer pseudorhombischen Symmetrie sprechen, in anderen nicht. Die Bezeichnung monoklin bis pseudorhombisch würde sämtliche Glimmerdiagramme charakterisieren. Die zweite Symmetrieebene kann dabei durch den Schieferungspol gehen oder 10 bis 15° davon abweichen.

Quarz. Von mehr als 130 Gesteinsproben sind Quarzdiagramme eingemessen worden. In vielen Fällen haben zwei oder drei verschiedene Personen Diagramme an demselben Dünnschliff vermessen. Ferner sind mehrere Teildiagramme aufgenommen worden, ebenso Diagramme von parallelen Schliffen und von Vertikalschliffen. Es liegt somit ein grosses Material zur Prüfung sowohl der Homogenität der Regelung vor, als auch hinsichtlich des Gewichtes, welches man einem Diagramm geben

kann, wenn nur eine Messreihe einer Person und aus einem Dünnschliff vorliegt.

Das Hauptergebnis dieser Kontrollmessungen besteht darin, dass man, wenn die Regelung nicht sehr deutlich ist, sehr vorsichtig in der Deutung des Diagramms sein muss. Bei guter Regelung stimmen die von verschiedenen Personen gemachten Diagramme gut überein, und das Diagramm aus dem Vertikalschliff stimmt, wenn in die Horizontalebene transformiert, mit dem Horizontaldiagramm in den Hauptzügen überein. Bei Gesteinen, deren Quarzregelung weniger gut ist, kommt es vor, dass sowohl Diagramme, die von demselben Beobachter gemacht wurden, als Diagramme, die von verschiedenen Personen herrühren, ziemlich verschieden aussehen. Sehr wichtig ist der Fall, bei dem Diagramme aus dem Horizontalschliff, die von zwei Personen gemacht wurden, ziemlich ähnlich waren, hingegen ein Diagramm aus dem Vertikalschliff, in die Horizontalebene transformiert, ein ganz anderes Aussehen hatte. Mehrere Diagramme zeigen eine Regelung, die scheinbar nicht schlechter ist als die Regelung in Diagrammen, die aus anderen Gebieten veröffentlicht worden sind und aus welchen zum Teil weitgehende Schlussfolgerungen über die Deformationsgeschichte des betreffenden Gesteins gezogen wurden. Doch zeigen die Kontrollmessungen, dass diese Gesteine eine viel schlechtere Regelung haben, als man annehmen würde, wenn nur ein Diagramm aus dem Gestein vorhanden wäre.

Trotz dieser Schwierigkeiten kann man doch folgende Regelungstypen aufstellen, deren Existenz durch Kontrollmessungen belegt ist.

1. Ein reiner Gürtel mit Maxima in der *ac*-Ebene kommt nur selten vor. Ein gutes Beispiel gibt ein vortriadischer Quarzit aus dem Val Rondadura, der die beste Regelung im ganzen Gebiet aufweist (Fig. 19).

2. Die meisten Diagramme zeigen einen breiten Gürtel, dessen 1° Gürtel $320-360^\circ$ lang und $70-100^\circ$ breit ist. Alle oder die Mehrzahl der Maxima liegen $10-40^\circ$ von der *ac*-Ebene entfernt. Das Gebiet im Bereich $0-10^\circ$ beidseits der *ac*-Ebene zeigt eine kleinere Besetzungsdichte (Fig. 20).

3. Die Besetzungsdichte in der Nähe der *ac*-Ebene kann bis unter 1° absinken, und man kann dann eher von zwei Kleinkreisen als von einem breiten Gürtel sprechen. Der Winkel zwischen diesen Kreisen ist meistens $50-70^\circ$ (Fig. 21). Einige Diagramme haben ein Maximum in der *ac*-Ebene. Man bekommt dann Übergänge zum folgenden Typus.

4. Zwei in einem Punkt (einer Richtung) in der *ac*-Ebene sich kreuzende Gürtel kommen in einigen der bestgeregelten Gesteinen vor. Der Winkel zwischen den Gürteln beträgt $50-75^\circ$ (Fig. 22). In diesen Dia-

grammen ist ein Koordinatensystem XYZ bestimmt worden, nach demselben Prinzip wie WENK (1943) es im Verzascatal gemacht hat. (X ist die Schnittgerade der Gürtel, Y halbiert den grösseren Winkel, Z den



Fig. 19. Quarz, 200 c-Achsen. $\frac{1}{2}$, 1, 2, 3, 5, 8 (10, 12, 15 ‰ = schwarz), Max. 19 ‰ (weiss). Schliff 24° gegen S geneigt. Quarzit, Val Rondadura, Gotthardmassiv.



Fig. 20. Quarz. 300 c-Achsen. 1, 2, 3 ‰. Max. $3\frac{2}{3}$ ‰. Gleicher Schliff wie Fig. 18.

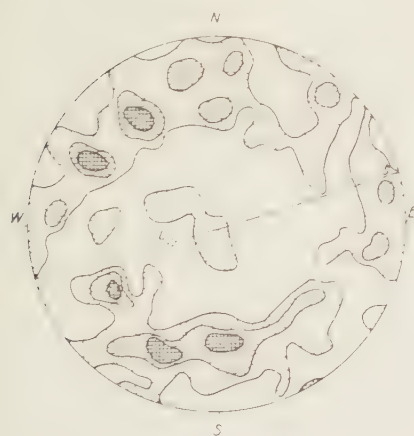


Fig. 21. Quarz. 300 c-Achsen. 1, 2, 3 ‰. Max. $3\frac{1}{3}$ ‰. Schliff 6° gegen N geneigt. Sandkalk, Pardatsch, Val Nalps, Urseren-Garvera-Mulde.

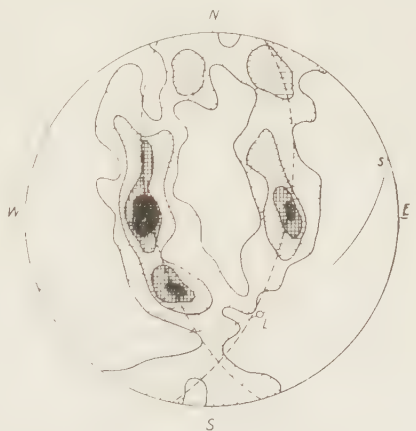


Fig. 22. Quarz. 1000 c-Achsen. 1, 2, 3, 4 ‰. Max. 4,5 ‰. Horizontalschliff. Quarzit, Frodaler, Pioramulde.

kleineren Winkel zwischen den Gürteln.) Dabei ist Y in der Regel steil, aber X und Z zeigen keine konstante Orientierung wie es im Verzascatal der Fall war.

Zwischen den hier beschriebenen Typen gibt es viele Übergänge. Einige Diagramme können als Typus 2, 3 oder 4 bezeichnet werden. Kein Zusammenhang zwischen Regelungstypus, Gesteinstypus und geographischer Lage kann gefunden werden. Die einzige Regelmässigkeit scheint darin zu bestehen, dass, mit Ausnahme des erwähnten Quarzites aus dem Val Rondadura, der Zweigürteltypus um so deutlicher wird, je besser die Regelung ist.

Die B-Achsen der Gürtel sind fast immer steil. Die Genauigkeit der Bestimmung ist kleiner als bei Glimmer. Doch scheint es klar zu sein, dass da, wo die B-Achsen von Glimmer steil stehen, die B-Achsen von Quarz mit diesen parallel verlaufen. Weichen die Glimmer-B mehr als etwa 20° von der Vertikale ab, sind Quarz-B und Glimmer-B meistens nicht parallel.

Die Symmetrie der Diagramme ist meistens monoklin mit der ac-Ebene als Symmetrieebene. Bei schlechter Regelung kommt es vor, dass man keine Symmetrieebene legen kann. In den besser geregelten Gesteinen kann die Symmetrie pseudorhombisch werden. Eine Schwierigkeit bei der Beurteilung der Symmetrie ist die wechselnde Lage der Maxima in den Gürteln. Mit Ausnahme der bestgeregelten Gesteine deckt sich die Mehrzahl der Maxima nicht, wenn mehrere Diagramme aus demselben Dünnschliff gemacht wurden. Auch wenn Diagramme aus verschiedenen Gesteinen miteinander verglichen werden, decken sich die meisten Maxima nicht, gleichgültig ob man die Diagramme mit Bezug auf die Schieferung oder auf geographische Koordinaten vergleicht. Denselben Mangel an Konstanz der Maxima fand WENK (1943) im Verzascatal. Bei Bestimmung der Symmetrie in diesen Diagrammen kann man daher nicht zu viel Gewicht auf die Lage und Stärke der Maxima legen, und die Angaben über Symmetrie müssen ungenau werden.

Die Qualität der Quarzregelung wechselt sowohl mit dem Quarzgehalt des Gesteins als mit seiner tektonischen Lage, wobei der letztgenannte Faktor der wichtigere ist. Die schlechteste Regelung findet man in den mesozoischen Quarziten der Nufenenmulde und der Scopi-mulde, die über 95 % Quarz haben können und trotzdem vollständig ungeregelt sind. Die Ursache liegt wahrscheinlich darin, dass es sich um kleine Quarzitzonen handelt, die von bedeutend grösseren Phyllitzonen umgeben waren und sich deshalb einer Regelung während der Deformation entziehen konnten.

Die beste Regelung findet man in einigen Quarziten, teils aus dem Gotthardmassiv, teils aus dem Frodaleragebiet in der Pioramulde. Die Quarzite im Frodaleragebiet liegen nur wenige Meter von der Stirn der Lucomagnodecke entfernt. Weiter östlich in der Pioramulde haben Quarzite, die 600–700 m von der Lucomagnodecke entfernt liegen, eine bedeutend schwächere Regelung. Es besteht ein interessanter Unterschied zwischen der Regelung in den Quarziten aus dem Gotthardgebiet und derjenigen in den Quarziten aus der Pioramulde. Die Quarzite aus dem Gotthardgebiet haben entweder nur einen Gürtel, wie der oben erwähnte vortriadische Quarzit aus dem Val Rondadura, oder einen sehr deutlichen Gürtel mit einer schwachen Andeutung eines zweiten Gürtels. Die Quarzite aus der Pioramulde zeigen zwei vollständig entwickelte Gürtel, wobei der eine die grössere Besetzungsdichte hat.

WENK (1943) fand im Verzascatal und den angrenzenden Gebieten eine deutliche Regelmässigkeit in der Lage der Kreuzgürtel. Eine solche Regelmässigkeit ist bei den Kreuzgürteln im Gotthardgebiet nicht vorhanden. Sehr interessant ist es, dass die Orientierung der Gürtel in zwei benachbarten Quarziten aus dem Frodaleragebiet ziemlich verschieden ist. In diesem Gebiet sind die Gesteine stark um Achsen gefaltet, die schwach gegen E bis ESE fallen. Doch ist es nicht möglich, bei Drehung um eine solche Achse die Diagramme miteinander zur Deckung zu bringen. Diese Diagramme sind wichtig für die Frage des Alters der Quarzregelung.

Calcit. Die Calcitdiagramme sollen hier nur ganz kurz erwähnt werden. Mit wenigen Ausnahmen wurden nur die c-Achsen der Körner gemessen. Alle Diagramme deuten auf die Existenz einer steilen B-Achse, die annähernd parallel mit der B-Achse von Quarz in demselben Gestein ist. Weitere Messungen von c-Achsen und Polen von Zwillinglamellen sind im Gange.

Deutung der Regelung

Wie oben erwähnt, zeigen alle Glimmerdiagramme einen deutlichen Gürtel, deren B-Achsen mit der Striemung genau oder annähernd parallel sind. Die Symmetrie der Diagramme ist meistens monoklin, kann aber zum Teil monoklin bis pseudorhombisch sein.

Die gewöhnliche Deutung solcher Diagramme ist, dass eine monokline Symmetrie durch tektonischen Transport oder wenigstens durch summierbare Teilbewegungen in den Symmetrieebenen, also senkrecht zur Striemung, erzeugt wurde. Rhombische Symmetrie wird oft hervorgerufen durch Regelung der Glimmer in zwei Scherflächen, die sich in

der B-Achse kreuzen und oft symmetrisch zur Schieferungsebene liegen. Sie kann in diesen Fällen durch Kompression senkrecht zur Schieferungsebene entstanden sein. Die Innsbrucker Schule kennt kein Beispiel von Gürteln, die durch tektonischen Transport parallel zur B-Achse des Gürtels entstanden ist. (Die Bezeichnung von B als Transportrichtung . . . ist zu vermeiden, wenn man überhaupt im Zusammenhange damit bleiben will, was je in den Alpen als tektonische Transportrichtung bezeichnet wurde: diese liegt im Korngefüge in der Gürtelenebene der Glimmer und der Quarze [seit 1912 bekannt!] und im Profilschnitt senkrecht B“. SANDER, 1950, S. 241.)

Für die Glimmerdiagramme aus dem Gotthardgebiet ist eine Entstehung durch Einregelung in zwei sich kreuzende Scherflächen nicht wahrscheinlich. Mehrere Diagramme haben nur ein Hauptmaximum. Wo zwei oder mehrere Maxima vorhanden sind, können entsprechende s-Flächen im Dünnschliff nicht nachgewiesen werden. Zum Teil scheinen die Maxima durch von Glimmer umhüllte Feldspat- und Quarzkörner bewirkt zu sein.

Nach den üblichen Prinzipien zur Deutung von Gefügediagrammen müssen die Glimmerdiagramme aus dem Gotthardgebiet als Zeugnisse von tektonischem Transport senkrecht B aufgefasst werden, also Transport in der Richtung ENE-WSW bis NE-SW. Eine weitere Stütze für diese Deutung würde man darin finden können, dass die B-Achsen der Quarz- und Calcitdiagramme genau oder annähernd mit denen der Glimmer übereinstimmen, dass also die Regelung genau oder annähernd homotaktisch und homoaxial ist. Wie wir oben gesehen haben, sind im Felde keine Spuren von solchen Bewegungen zu finden, mit Ausnahme der wenigen Rutschstreifen, die in dieser Richtung verlaufen und die ganz sicher jünger sind als die Regelung der Gesteine.

Nach einer solchen Deutung wären also von den gewaltigen Bewegungen, während welchen die Gesteine intensiv deformiert, stark zusammengepresst und aufwärts und nach Norden geschoben wurden, in der heutigen Regelung der Gesteine keine Spuren vorhanden. Die Regelung sollte durch Bewegungen, die man weder im Felde noch im Dünnschliff nachweisen kann, entstanden sein.

Bei einem solchen ernsten Widerspruch zwischen den aus den Feldbeobachtungen und den aus den Gefügediagrammen resultierenden Ergebnissen drängt sich die Frage auf, ob vielleicht die auf Grund von Erfahrungen aus den Ostalpen und theoretischen Überlegungen aufgestellten Hypothesen doch nicht alle Möglichkeiten für die Gefügeregelung in metamorphen Gesteinen umfassen. Eine Diskussion dieser Frage kann

hier nicht unternommen werden. Nur ganz kurz soll auf eine mögliche Erklärung der Regelung hingewiesen werden.

Dass die Bewegungen während der Deformation in den Gneisen am Nordrand des Aarmassivs ganz überwiegend laminar waren, zeigen die oben erwähnten Beobachtungen und Profile eindeutig. Dass auch die Bewegungen in den Gesteinen der Urseren-Garvera-Mulde laminar waren, ist durch die erwähnten Beobachtungen wahrscheinlich gemacht. Bei laminarer Bewegung (einschariger Scherung) entsteht als typisches Gefüge dasjenige eines s-Tektonites mit einem vorherrschenden Glimmermaximum. Eine solche Regelung ist in den Gotthardgesteinen nicht gefunden worden. Man könnte auch annehmen, dass eine rein laminare Bewegung unter Bedingungen wie denjenigen, unter welchen die Gotthardgesteine deformiert wurden, unwahrscheinlich seien. Vielmehr könnte man erwarten, dass kleine Unregelmässigkeiten während der Bewegungen erfolgten und im Gefüge registriert wurden.

Die Hauptbewegung setzte sich in der Striemungsrichtung fort. In dieser Richtung war auch, wie ALB. HEIM gezeigt hat, die einzige Möglichkeit zum Ausweichen der stark zusammengepressten Gesteine. In dieser Richtung wurden die Belemniten gestreckt, in dieser Richtung wuchsen die Mineralkörner während der Rekristallisation, die grösstenteils spät- bis posttektonisch zu sein scheint. Die heutige Regelung der Gesteine entstand hauptsächlich durch Längenwachstum der Mineralien in der Striemungsrichtung. Daneben spielte für die Glimmer die Schieferungsfläche eine wichtige Rolle. Doch war die Einregelung viel schärfer in der Striemungsrichtung als in der Schieferungsebene, was bei einem Vergleich von Horizontal- und Vertikalschliff sofort auffällt und was in den Diagrammen deutlich zu sehen ist. Die oft fast isometrische Form der Mineralkörner im Horizontalschliff zeigt, dass die Ausweichmöglichkeiten senkrecht zur Striemung in der Schieferungsebene nur gering waren.

Um zu sehen, ob bei der Einregelung der Muskovite und Serizite die kristallographische Achse a eine Rolle spielte, wurden in einem Schliff parallel zur Schieferungsebene die optischen Symmetrierichtungen XYZ in 100 Muskovitkörnern bestimmt. Fig. 23 zeigt die Lage der optischen Normalen Y , die parallel zur kristallographischen Achse a sind. Die Streuung ist so gross, dass man kaum von einem regelnden Einfluss der a -Achse sprechen kann. In derselben Figur sind die Längsrichtungen der Körner eingetragen. Sie zeigen eine auffallend grosse Konzentration in der Striemungsrichtung.

Auf die Quarzregelung soll hier nicht näher eingegangen werden,

teils weil die Regelung in den meisten Gesteinen so schwach ist, dass sie sich nicht für eine Diskussion der Quarzregelung eignet, teils weil die Untersuchungen nicht abgeschlossen sind. Nur darauf soll aufmerksam gemacht werden, dass viele Diagramme Übergangstypen zwischen den vier aufgestellten Haupttypen darstellen. Man könnte sich daher fragen, ob man für die Entstehung dieser Regelungstypen grundsätzlich verschiedene Regelungsmechanismen annehmen dürfe.

Das Alter der Quarzregelung ist ein interessantes Problem. Die B-Achsen der Quarzdiagramme sind fast überall steil und zeigen daher eine kleinere Streuung als die B-Achsen der Glimmer. Man könnte daher annehmen, dass die Quarzregelung jünger als die Glimmerregelung sei, dass sie eine späte, einheitliche Überprägung sämtlicher Gesteine des Gebietes repräsentiere, eine Überprägung, die nicht in den Glimmerdiagrammen sichtbar ist. Doch ist die verschiedene Orientierung der Kreuzgürtel in den benachbarten Quarziten von Frodaler — Gesteine, die zu den bestgeregelten im ganzen Gotthardgebiete gehören — mit der Annahme einer späten, einheitlichen Überprägung nicht leicht zu vereinbaren.

Auch die Calcitdiagramme können zur Zeit nicht näher besprochen werden. Es scheint jedoch, dass man in diesen Diagrammen wertvolle Informationen über die Deformationsgeschichte des Gebietes finden kann; aber die Untersuchungen sind nicht abgeschlossen.



Fig. 23. Muskovit. 100 n_{β} (optische Normale). Kreuze: grosse Körner, Kreise: mittelgrosse Körner, Punkte: kleine Körner. Schliff parallel zur Schieferungsebene (N 48° E, 75° SE). Zahlen am Rand geben Anzahl von Körnern mit Längsrichtung innerhalb eines 5°-Sektors zu beiden Seiten (= 3% der Peripherie). Serizitgneis, Andermatt, Urseren-Garvera-Mulde.

English Summary

Petrofabric studies in the Gotthard Massif and the adjoining areas began in 1944, thanks to the initiative of Professor P. NIGGLI, at the Mineralogical and Petrological Department of the Swiss Federal Institute of Technology, Zürich. The first investigations were made by Dr. W. EPPRECHT, who in October 1945 presented the main results of the first year's work in a lecture at the Institute. During the following years several persons worked on the project, and two unpublished diploma papers were prepared. At the death of P. NIGGLI in 1953 the work was temporarily postponed. His successor, F. LAVES, asked the writer to complete the study, and he began working on the project in July 1956. The present paper contains a summary of the main results. A more detailed description will appear later in „Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz“.

The area investigated comprises the old crystalline massifs, the Gotthard Massif, the Tavetscher Zwischenmassiv and the southern border of the Aar Massif, where most of the rocks have gone through pre-Alpine as well as Alpine orogenies. It also comprises the synclines of post-Hercynian rocks, which have only suffered Alpine deformation: the Urseren-Garvera Syncline to the north, and the Nufenen, Scopi and Piora Synclines to the south.

The rocks in the synclines exhibit a flow cleavage, which is generally parallel to the bedding, and a conspicuous lineation (Striung), made up by parallel orientation of elongated minerals. The cleavage dips steeply southward in the northern part of the area and northward in the southern part. The lineation is also steep, rarely deviating more than 20° from the direction of dip of the cleavage. Folds, usually small, with axes parallel to the lineation occur in the southern part, mostly from Airolo westward, but are absent in the north. Small-scale open folds or corrugations with axes nearly at right angles to the Striung, are found in all parts of the area.

The profiles of ROHR (1926) from the northern border of the Aar Massif demonstrate clearly, that while the Mesozoic sediments were folded on axes trending ENE, the simultaneous deformation of the basement gneisses took place by movements on innumerable planes parallel to the cleavage of the gneisses. Examination of the gneisses show that they have a conspicuous lineation (Striung), caused by parallel orientation of elongated muscovite and sericite. This lineation is at right angles to the fold axes in the sediments and is parallel to the direction of movement in the gneiss. Younger, more widely spaced slip

planes, along which the older planes have been bent, indicating a relative northward movement of the overlying part, have a lineation of the same character and parallel to the one in the older planes.

The rocks in the Urseren-Garvera Syncline were not folded, but squeezed between the large massifs to the north and south. The only possible way of escape for the squeezed material was upward and northward, in the direction of movement. In this direction the belemnites of the Fernigen Syncline — infolded in the Aar Massif — were stretched (HEIM, 1878), while in the same direction the minerals in the Urseren-Garvera Syncline grew. Studies of horizontal and vertical thin sections from the syncline give ample evidence (bent micas) of movement in the vertical direction and no indication of horizontal movements. Relative movements in the rocks at Andermatt indicate that the two massifs moved upward in relation to the syncline between them. Slickensides with striae parallel to the Striemung give evidence of continued vertical movements after the recrystallization of the rocks was complete. Even post-glacial vertical movements have been recorded in the Aar Massif (JÄCKLI, 1954).

From the Urseren-Garvera syncline there is thus considerable evidence of compression in a N- to NNW-direction and of movements in this direction parallel to the Striemung during the various stages of deformation and recrystallization. No indication of Alpine movements in the E-W-direction has been found, except a few striae on slickensides, which are younger than the recrystallization of the rocks.

The mica diagrams of these rocks are invariably those of a B-tectonite with the B axis parallel to the Striemung. The symmetry is monoclinic, sometimes with a tendency towards orthorhombic. Diagrams of quartz and calcite c-axes give tectonic B axes which either are parallel to those of the mica or more nearly vertical. Diagrams of the optic normal Y in muscovite show a large spreading, indicating that the a-axis of muscovite was of little importance in the orientation process of the micas. This spreading is in sharp contrast with the strong parallelism of the longest dimension of the mica grains.

It is concluded that the orientation of the minerals took place during the northward and upward movement of the rocks on planes parallel to the cleavage and that the growth of the minerals, which largely outlasted the movements, proceeded with greatest ease in the direction of movement, which was the only way of extension. Although the movement in the Urseren-Garvera rocks was essentially laminar in contrast to the folding in the Helvetian nappes, it was not sufficiently laminar

to produce typical s-tectonites. The direction of movement was of greater importance for the orientation of the micas than the plane of cleavage. They grew more strictly parallel to the Striemung than to the cleavage, the poles of the mica flakes therefore show a greater spreading in a plane perpendicular to the Striemung than in a plane through it, and the resulting fabric became that of a typical B-tectonite with its B-axis parallel to the Striemung.

The orientation mechanisms of quartz and calcite will not be discussed here. Investigations which may possibly throw some light upon these problems have not yet been completed.

Going from the Urseren-Garvera syncline into the older rocks, one finds at first the steep lineation (Striemung) with no change at the contacts. But in the interior of the Gotthard and the Tavetsch massif areas with a distinctly different trend of the Striemung occur, a Striemung which plunges gently to moderately in the direction NE to ENE. This lineation is most likely pre-Alpine. In the Aar Massif no Striemung with a trend different from that in the younger rocks has been found.

So far only few fabric diagrams from rocks with the gently plunging Striemung have been made. The mica diagrams have girdles with the B-axis parallel to the Striemung, the quartz diagrams show no definite orientation.

The Gotthard Massif contains five plutons of granitic rocks, all believed to be of Hercynian age. Studies of their structures and contact relations have confirmed older observations that the planar structure and the Striemung, which are visible everywhere in the Gamsboden and the Fibbia Plutons, are in these plutons secondary structures, most likely of Alpine age. The less prominent structures in the Medelser Pluton are probably primary flow structures. The granite of the Rotondo Pluton is devoid of any mineral orientation except in a border zone of a few meters. This applies also to a 200 m wide branch which crosses the Gotthardstrasse south of the Hospiz. All other rocks in the 10 km wide profile through the massif along the Gotthardstrasse have achieved prominent foliation and lineation (Striemung) during the Alpine orogeny. It is therefore concluded, that the Rotondo granite cannot be Hercynian, but must belong to the young Alpine granites.

Literaturverzeichnis

- BALK, R. (1936): Structural behavior of igneous rocks. Geol. Soc. America, Memoir 5.
 CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. Wepf, Basel.

- EPPRECHT, W. (1945): Gefügeregelung im Gotthardmassiv und den angrenzenden Mulden. Kolloquiumsvortrag. Manuskript deponiert im Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
- GÜNTHER, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34, S. 1—159.
- HAFNER, S. (1955): Petrographische Untersuchungen in der Tremolaserie westlich des St. Gotthardpasses (bis Rotondo). Unveröffentlichte Diplomarbeit, deponiert im Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
- HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 2 Bde. u. Atlas. Basel.
- (1921): Geologie der Schweiz. 2 Bde. Leipzig.
- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). Eclogae geol. Helv. 44, S. 332—337.
- KVALE, A. (1953): Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc. London, CIX, S. 51—73.
- NIGGLI, P. (1934): Das Gotthardmassiv. Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. II. Wepf, Basel.
- NIGGLI, P. und WINTERHALTER, R. U. (1934): Gotthardpass. Ibid., Fasc. XI, S. 797—801.
- (1934): Lukmaniergebiet. Ibid., Fasc. XI, S. 802—814.
- ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 57. Liefg., 1. Abt.
- RÖTHLISBERGER, H. (1947): Profile durch das Gotthardmassiv zwischen Ulrichen und Griespass unter besonderer Berücksichtigung der Gefügeregelung. Unveröffentlichte Diplomarbeit, deponiert im Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
- SALOMON, W. (1912): Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? Verh. d. Naturhist.-Med. Vereines Heidelberg, N. F., XI. Bd., S. 225—229.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil: Die Korngefüge. Springer, Wien/Innsbruck.
- SITTER, L. DE (1956): Structural Geology. McGraw Hill.
- SONDER, R. A. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. I, S. 323—391.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 52. Liefg.
- WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., XXIII, S. 265—294.
- (1955): Strukturkarte der Tessiner Alpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, S. 311 bis 319.
- WUNDERLICH, H. und PLESSMANN, W. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umgebung des Gotthardmassivs. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-nat. Kl. IIa, Nr. 1.

Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola

Ein Beitrag zur Kenntnis der Ivreazone

Von *Josef Schilling* (Bern)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	436
Allgemeiner geologisch-petrographischer Überblick	437
Übersicht über die Literatur	440
Die Canavesezone	448
Die Ivrea- und Stronazone	453
Morphologie, Allgemeines	453
Die Eruptivgesteine	456
a) Gesteine des prätektonischen Plutonismus	456
b) Gesteine des syntehtonischen Plutonismus	460
Der syntehtonische Gabbro von Anzola	462
Der spättektonische Gabbrodiorit von Pra del Fico	466
Der Übergang vom syntehtonischen zum posttektonischen Plutonismus	470
c) Die Gesteine des im wesentlichen posttektonischen, sauren Plutonismus	473
Die Pegmatite	473
Der Granodiorit	477
Der Granodiorit von Camponi	478
Die Granite und Aplitgranite	481
Der Granit von Pedemonte	482
Der Granit von San Rocco	483
Gegenseitige Beziehungen der Eruptivgesteine, Kontakterscheinungen, Alter der Intrusionen und der Orogenese	485
Die Paragesteine	488
Die Gesteine des innern Kontakthofes	489
Der „Stronalith“	489

Die Gesteine des äussern Kontakthofes	492
Die Granat-Biotitgneise	492
Das Altkristallin	494
Die Biotitschiefer	494
Die Marmore und Calciphyre	496
Die Beziehungen zwischen Eruptiv- und Paragesteinen	497
Die Mischgesteine	502
Der Amphibolit von Nibbio	502
Der Fleckamphibolit von Albo	511
Der Biotitgneis von Santa Maria	512
Die Erzlagerstätten der unteren Val d'Ossola	513
Die Lagerstätten des Typus 1	514
Die Lagerstätten des Typus 2	514
Petrochemischer Überblick	516
Die Eruptivgesteine	524
Die Paragesteine	525
Der geologische Bau der Ivreazone	527
Zusammenfassung	530
Riassunto	532
Anhang: Exkursionsführer durch die untere Val d'Ossola	533
Literaturverzeichnis	542

Vorwort

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten, leider allzu früh verstorbenen Lehrer Herrn Professor Dr. H. Huttenlocher. Die Arbeit war ursprünglich als Fortsetzung Professor Huttenlochers Untersuchungen über die gabbroiden Gesteine von Anzola gedacht. Für seine grosse Hilfsbereitschaft im Felde und im Institut möchte ich ihm nochmals herzlich danken.

Meinem nachmaligen verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. E. Niggli, der als Nachfolger Prof. Huttenlochers die Leitung des Mineralogisch-Petrographischen Institutes übernahm, schulde ich grossen Dank, dass er mir die Fortsetzung dieser Arbeit nicht nur ermöglichte, sondern sie durch sein grosses Interesse und seine anregende Kritik in hohem Masse förderte. Bei Diskussionen und den gemeinsamen Begehungen meines Gebietes wusste er mich stets zu neuen Ideen und deren kritischer Betrachtung anzuspornen. Auf seine Anregung hin wurde das ursprünglich enger begrenzte Untersuchungsgebiet um einen wesentlichen Teil vergrössert.

Mein grosser Dank gebührt auch Herrn Professor Dr. A. Streck-eisen, der mir bei der Durchsicht der Dünnschliffe, in Diskussionen und bei einer gemeinsamen Exkursion in die Ivreazone seine grosse Erfahrung zur Verfügung stellte.

Danken möchte ich auch den Herren Professoren Dr. W. Nowacki und Dr. J. Cadisch und den Herren Privatdozenten Dr. Th. Hügi und Dr. H. Grunau, die mich bei der Durchführung der Arbeit tatkräftig unterstützt haben.

Die Zusammenarbeit mit Fräulein Dr. E. Jäger wirkte sehr fördernd auf den Fortgang der Arbeit; es sei ihr dafür herzlich gedankt.

Gerne erinnere ich mich an die oft hitzigen Diskussionen mit meinen Studienkollegen R. Müller und L. v. d. Plas, die mir manchen Hinweis gaben. Eine angenehme und fördernde Abwechslung während meiner Feldarbeit brachten die Besuche meiner Freunde vom geologischen Institut, H. P. Ackermann, T. Remenyik und L. Kläy.

Herrn Professor Wenk, Basel, danke ich für einige Hinweise und eine sehr anregende Diskussion.

Den Herren W. Indinger und H. Huber möchte ich für die sorgfältige Ausführung der Dünnschliffe und für manche willkommene Handreichung danken. Herrn Präparator A. Sommer und Herrn E. Lack danke ich für ihr stets freundliches Entgegenkommen bei meinen zahlreichen Wünschen.

Die gastfreundliche Aufnahme durch die Familien Bianchetti, G. Ripamonti, G. Oliva und E. Mattiello sorgte dafür, dass ich mich in Ornavasso wie zu Hause fühlen konnte. Auch den italienischen Behörden, insbesondere dem Syndaco von Ornavasso, Herrn Dott. Moschini, danke ich für die Hilfsbereitschaft. Herrn G. Moschini in Ornavasso verdanke ich, dass ich zu den zahlreichen Steinbrüchen freien Zutritt erhielt.

Doch den grössten Dank schulde ich meinen lieben Eltern und meiner lieben Frau, die keine Opfer scheuten, um mir das Studium zu ermöglichen. Ihnen sei diese Arbeit zugeeignet.

Allgemeiner geologisch-petrographischer Überblick

Die geologisch-petrographischen Untersuchungen beschränken sich auf die Talflanken beiderseits des Toce. Die Linie Loro (Ortsteil von Rumianca)–Vogogna bildet die Nordwestgrenze des untersuchten Gebietes. Die Südostgrenze fällt ungefähr mit der Linie Gravellona–Mergozzo zusammen. In diesem Gebietsabschnitt durchläuft der Toce von

Norden nach Süden den an die Ivreazone angrenzenden Teil der Canavesezone, die zur eigentlichen Wurzelzone der Alpen gehört, die Ivreazone, die Stronazone und den nördlichen Teil des Granitmassives von Baveno, das durch die Granite des Mont Orfano und von Pedemonte

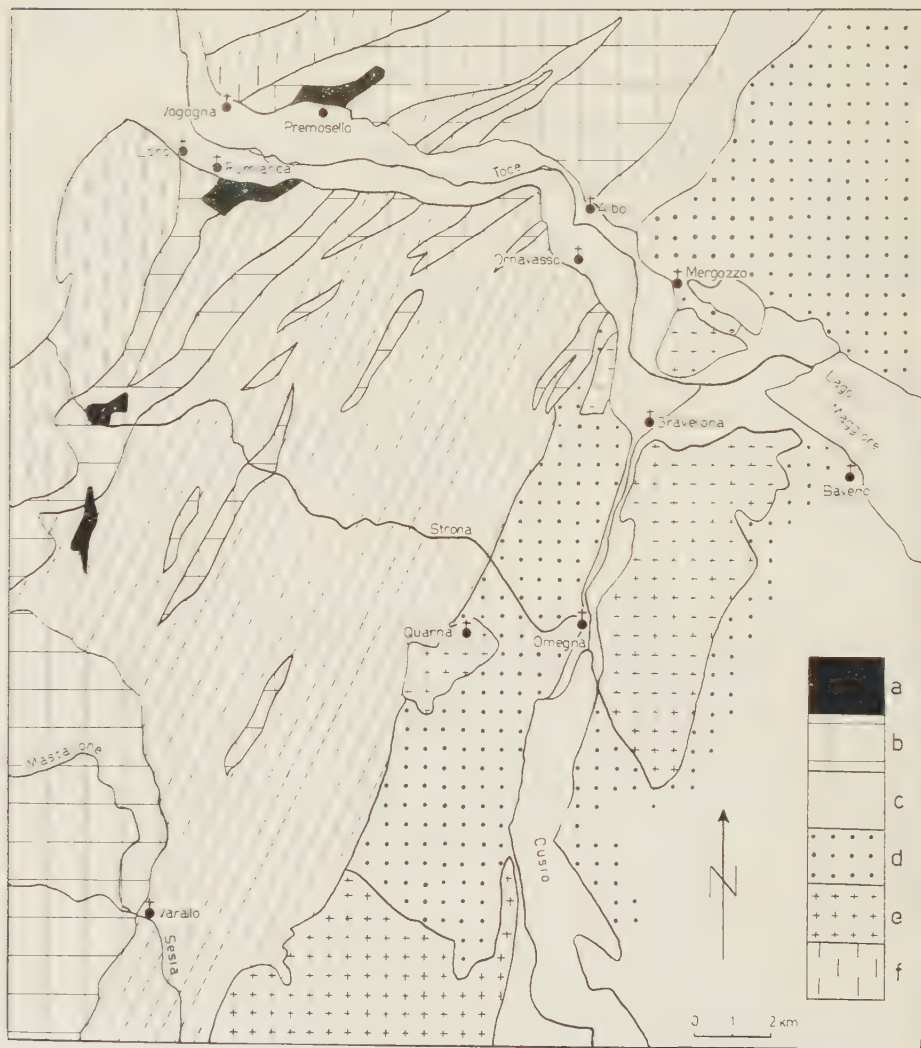


Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze der unteren Val d'Ossola.

a = ultrabasische Gesteine; b = Gabbros und Gabbrodiorite der Ivreazone; c = Kinzigitserie; a, b, c = Ivreazone; d = Stronazone; e = Granite von Baveno-Biella; f = Canavesezone.

vertreten wird. Da der weitaus grösste Teil der unteren Val d'Ossola der Ivrea- und Stronazone angehört, so bezieht sich auch der Hauptteil dieser Arbeit auf diese beiden geologischen Einheiten.

Am Südrand der piemontesischen Alpen, bei Ivrea, taucht aus den Alluvionen der Poebene ein Gesteinskomplex auf, die Zone von Ivrea, die sich bei mehr oder weniger gleichmässigem Nordoststreichen bis nach Locarno am Lago Maggiore weiterverfolgen lässt, wo sie unter den Schuttmassen der Maggia untertaucht.

Die Ivreazone wird von zwei — lithologisch ganz verschiedenen — Unterzonen aufgebaut, dem nördlichen Zug der basischen Gesteine, der hauptsächlich von gabbroiden bis gabbrodioritischen Gesteinen mit Einschaltungen von ultrabasischen Gesteinen gebildet wird, und einem südlich daran angrenzenden Gesteinskomplex, der allgemein als die Kinzigitzone bezeichnet wird, nach den hier auftretenden Glimmerschiefern und -gneisen, die mitunter Kinzigiten ähnlich sein können. Die Kinzigitzone enthält Einschaltungen von basischen Gesteinen, Marmoren und sogenannten Calciphyren (Marmore mit hohem Silikatgehalt).

Der nördliche Zug der basischen Gesteine erscheint in seinem südwestlichen Teil zunächst einheitlich und geschlossen, bis er ungefähr mit dem Taleinschnitt des Mastallone zunehmend durch die Gesteine der Kinzigitzone ersetzt wird. An der Ostflanke des Tosatales stellt sich dann wieder das geschlossene Bild ein; die Mächtigkeit des basischen Hauptgesteinszuges ist aber bedeutend geringer geworden.

Im Norden grenzt die Ivreazone mit einer ausgeprägten tektonischen Linie, der sogenannten insubrischen Linie, an die Serizit-Chloritschiefer der Canavesezone.

Im Süden ist die Grenze nicht so scharf ausgeprägt; die Gesteine der Kinzigitzone gehen allmählich in die der Stronazone über. Der Unterschied der Gesteine der Kinzigit- und der Stronazone besteht darin, dass die sonst sehr feldspatarmen Glimmerschiefer der südlichen Kinzigitzone etwas mehr Feldspat besitzen, somit also etwas gneisiger sind.

Dieser Feldspatreichtum ist vielleicht die Folge einer Granodiorit-intrusion, die jedoch die Glimmerschiefer selten in grösserer Mächtigkeit durchbrach, sondern sie zumeist nur aufblätterte und migmatisierte. Diese Migmatisierung ist jedoch für gewöhnlich wenig intensiv, so dass eine Unterscheidung, ob noch Glimmerschiefer oder schon Gesteine der Stronazone vorliegen, äusserst schwierig wird. Dementsprechend ist die Grenzziehung zwischen Kinzigitzone und Stronazone sehr ungenau.

NOVARESE (1906) zieht die Grenze dort, wo an Stelle der Glimmerschiefer das Eruptivgesteinsmaterial der Granodiorite überwiegt.

Anders ARTINI und MELZI (1900): diese bezeichnen als Stronazone den Gesteinskomplex, der keine Einlagerungen von Marmor und Calciophyren mehr enthält. Eine schärfere Grenzziehung wird dadurch jedoch auch nicht möglich.

Die Südgrenze der Stronazone wird durch die permischen Quarzporphyre markiert, die sich als westliche Fortsetzung der Luganeser Porphyre bis in die Gegend von Masserano bei Biella hinziehen.

Kinzigit- und Stronazone werden durch die herzynischen Granite des Lago Maggiore, gestreift, beziehungsweise durchbrochen.

Die tektonische Stellung der Ivreazone innerhalb des Alpenkörpers ist sehr umstritten. Ein Teil der Schweizer Geologen (z. B. R. STAUB, P. WALTER) stellen sie in die Wurzelzone der Alpen, während sie die italienischen (NOVARESE, FRANCHI) und viele Schweizer Geologen zum südalpinen Seengebirge stellen.

Übersicht über die Literatur

Die Ivreazone und ihre Nachbargebiete waren schon öfters Gegenstand von Untersuchungen. In diesen Arbeiten kommt die widersprüchliche Auffassung der verschiedenen Autoren über Genesis, Alter und tektonische Stellung deutlich zum Ausdruck.

In seiner Untersuchung über die penninischen Alpen bezeichnet GERLACH (1870) die Zone von Ivrea als die Zone der Hornblendegesteine. Obwohl er sich einige Widersprüche wie zum Beispiel die innige Wechselagerung zwischen Paragneisen und Gabbrodioriten nicht erklären konnte, sah er diese Gesteine als Eruptivgesteine an.

GASTALDI (1871) bezeichnet die Ivreazone als „Zona delle pietre verdi“. Er findet, dass östlich von Biella Diorite vorherrschen, während westlich davon Euphotid und Serpentin überwiegen.

C. PORRO (1896) gibt in einer „geognostischen Skizze der Umgebung von Finero“ eine Beschreibung der Gesteine des Peridotitstockes von Finero und ihrer Verbandsverhältnisse. Aus den Kontakterscheinungen (Schiefrigwerden der basischen Gesteine am Kontakt zu den Gneisen, Einschaltungen von basischen Gesteinen in diesen) schliesst PORRO auf eine magmatische Entstehung dieser Gesteine. Die Trennung von Pyroxeniten und Peridotiten führt er auf eine „Scheidung“ des Magmas zurück, insbesondere da beide Derivate auch isoliert im Nebengestein auftreten. Tuffe, wie sie TRAVERSO (1895) am Nordrand der Ivreazone

festgestellt haben will, sieht PORRO als mylonitisierte gabbroide Gesteine an. Das Fehlen von Diskordanzen erklärt er dadurch, dass das Magma längs den Schieferungsflächen der Nebengesteine eingedrungen sei, wobei Diskordanzen durch den nachträglichen Gebirgsdruck verwischt wurden. Immerhin liessen sich Bänderung und Schieferung an manchen Stellen unterscheiden: eine Diskordanz, die durch die primäre Bänderung leicht erkennbar wäre, wurde aber an den meisten Stellen durch die nachträgliche Verschieferung verwischt.

Von F. VAN HORN (1898) werden einige basische Gesteine aus der Umgebung von Ivrea beschrieben. Die Analysen extremer Gesteinstypen zeigen im Mittel noritische Zusammensetzung. Die Struktur ist dort überall hypidiomorph: nachträgliche Veränderungen beschränken sich auf eine Zertrümmerung der Gemengteile der sonst ungestörten Gesteine.

In einer Monographie über die Val Sesia haben ARTINI und MELZI (1900) die Gesteine der Ivreazone und ihrer angrenzenden Gebiete petrographisch und geologisch untersucht. Sie teilen die Ivreazone in mehrere Unterzonen auf: im Norden die Zone der dioritisch-gabbroiden Gesteine, südlich daran angrenzend die „zona strona occidentale“ (Kinzigitzzone von NOVARESE) und die „zona strona orientale“ (Stronazone von NOVARESE). ARTINI und MELZI ziehen die Grenze zwischen der „zona orientale“ und der „zona occidentale“ — als zwischen Strona- und Kinzigitzzone — dort, wo die der Kinzigitzzone eingelagerten Marmore und Calciiphyre nach Südosten aussetzen.

S. FRANCHI (1906) untersuchte die geologischen Beziehungen zwischen Ivreazone und ihren Nachbargebieten. Mit dem Taleinschnitt der Val Mastallone werden die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges zunehmend durch die der Kinzigitzzone ersetzt: daher wird die Ivreazone mit dem sie begleitenden Sedimentkomplex als „zona dioritokinzigitica“ bezeichnet, ein Name, der seither in der italienischen Literatur allgemein Verwendung findet.

Zum Verhältnis der Ivreazone zu den benachbarten Gebieten stellt FRANCHI folgendes fest: Im Süden der Ivreazone kennt man das prätriadische Alter der Granite und Porphyre, von denen die ersteren die Gneise der Kinzigitzzone durchsetzen und metamorphisieren. Diese sind also älter als die Granite. Da nun aber die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges östlich der Val Mastallone in Einschaltungen in der Kinzigitzzone enthalten sind, so ergibt sich auch für diese Gesteine prätriadisches Alter. (Kinzigite sind hier immer an den Kontakt mit basischen Eruptivgesteinen gebunden.)

Einen weiteren Beweis für das prätriadische Alter der basischen

Intrusionen in der Ivreazone sieht FRANCHI darin, dass diese bei Biella von „Amphibolporphyriten“ intrudiert werden, die er als Abkömmlinge des Syenites von Biella auffasst.

Im Norden grenzt die Ivreazone an die permo-triadischen Gesteine der Canavese- und Sesiazone, die an ihrem Nordrand durch die Gesteine der der Ivreazone analogen „seconda zona diorito-kinzigitica“ abgelöst werden. FRANCHI glaubt deshalb an die Existenz einer permo-triadischen Synklinale zwischen den beiden Diorit-Kinzigitzonen.

V. NOVARESE (1906 und 1931) stellt die gänzliche Verschiedenheit zwischen dem nördlich der insubrischen Linie gelegenen Gebiet und der Ivreazone fest und gibt dann einen allgemeinen Überblick über die geologischen Verhältnisse in der Ivreazone und deren Beziehungen zu den südlichen Nachbarzonen. Die Grenze zwischen Ivrea- und Stronazone ist sehr unscharf, da beide Zonen aus kinzigitischem Material aufgebaut sein können. Der einzige Unterschied bestehe darin, dass in der Stronazone sehr alte glimmerdioritische Intrusionen stattfanden. Diese riefen keine Kontakterscheinungen an den intrudierten Schiefern hervor. Hingegen lässt die Granitintrusion von Quarna einen Einfluss auf die durchbrochenen Gesteine der Strona- und Kinzigitzone deutlich erkennen: die Gesteine des Kontakthofes führen nämlich Andalusit.

Das Alter der Gesteine der Kinzigitzone betrachtet NOVARESE unbedingt als präkarbonisch. Der hohe Grad der Metamorphose, wie ihn die Kinzigite zeigen, ist nach NOVARESE auf die gabbroiden Intrusionen zurückzuführen, da die Kinzigite stets in der Nähe der Gabbros, aber nie neben Graniten auftreten.

In einer Arbeit von NOVARESE (1933) über das Alter der Granite vom Lago Maggiore wird nochmals nachdrücklich auf das spätherzynische Alter dieser Granite und ihre Einheit von Baveno bis Biella hingewiesen. Alle Granite fallen durch die Abwesenheit einer kataklastischen Struktur auf, woraus manche Autoren auf das junge Alter der Granite schliessen. Wichtiger erscheinen jedoch NOVARESE die Argumente, die sich aus der Beobachtung der intrudierten und intrudierenden Gesteine, Schiefer und Porphyre ergeben. Die kristallinen Schiefer sind präkarbonisch und daher ungeeignet zur Altersbestimmung. Anders dagegen die permischen Quarzporphyre, die die Granite vom Lago di Orta (Cusio) bis in die Gegend von Biella begleiten und stellenweise durchsetzen. Der Granit sei somit älter als Perm.

H. PREISWERK (1906) beschrieb vom Nordrand des Lago Mergozzo basische Ganggesteine (Vintlite und Malchite). Er sieht in ihnen Abspaltungsprodukte der Gabbrodiorite der Ivreazone. Die Möglichkeit,

dass es sich auch um Differentiate des Granites vom Mont Orfano handeln könne, wird offen gelassen.

Eine abweichende Auffassung über die Genese der Gesteine der Ivreazone vertritt W. RADEFF (1915). Die heute als Amphibolite vorliegenden Diabase der Ivreazone drangen nach ihm als Erguss durch die flach unterliegenden paläozoischen Gesteine an die Oberfläche. Erst nach der Eruption der Diabase sollen sich darüber die Marmore und Glimmerquarzite abgelagert haben: sie werden als triadisch bis jurassisch betrachtet. Ein höheres Alter nimmt RADEFF nicht an, da man das erkennen würde. Die Eruption der Diabase erfolgte nach ihm intratriadisch; eine Kontaktmetamorphose an den Marmoren ist wegen ihres jüngeren Alters naturgemäss nicht möglich. Die Intrusion des Peridotites von Finero soll postjurassisch erfolgt sein, da die Entstehung eines Tiefengesteines eine grössere Überdeckung voraussetze.

Die Entstehung der den Diabasen unterliegenden Injektionsgneise stellt RADEFF in die letzte Phase der Alpenbildung. Hierbei wurden die Gneise durch Pegmatite (Abkömmlinge eines während der Alpenbildung im Untergrund entstandenen Granitherdes) injiziert. Die Wechsellagerung zwischen Amphibolit und Peridotit einerseits, Amphibolit und Marmor andererseits, bringt er mit einer Verschuppung in Zusammenhang.

R. STAUB (1924) vertritt die Auffassung, dass Ivrea- und Stronazone die Wurzeln der grisoniden und oberostalpinen Decken darstellen. Die Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten wäre in einer Quetschzone südlich von Brissago zu suchen. Zur Ansicht, dass die Ivreazone die Wurzel der Grisoniden darstellt, trägt wesentlich die Gleichsetzung Ivreazone = Zone von Bellinzona bei. Von NOVARESE wird die Zone von Bellinzona aber in die nördliche Sesiazone und damit in die Wurzelregion der hochpenninischen Decken gestellt.

Setzt sich die Iorio-Tonalelinie als Trennungslinie zwischen Grisoniden und Austriden in der insubrischen Linie fort (R. STAUB, 1949), so müsste die Ivreazone zum oberen Ostalpin gestellt werden. Sie würde dann eine Einheit mit der Stronazone und damit mit dem Seengebirge bilden, wie dies die italienischen Geologen fordern.

In diesem Falle (insubrische Linie = Tonalelinie) würde aber die Ivreazone als oberostalpine Einheit direkt an das Hochpenninikum der Canavesezone grenzen. Die insubrische Linie würde dann einer Narbenzone entsprechen, die nicht die geringste Spur einer grisoniden Wurzel mehr erkennen lässt.

C. BURRI und F. DE QUERVAIN (1934) geben eine petrographisch-geologische und petrochemische Beschreibung basischer Ganggesteine

aus der Umgebung von Brissago. Eine genaue Altersbeziehung wurde nicht festgestellt, doch sind die Ganggesteine sicher jünger als die Kinzigite, aber älter als Verwerfungen, die allerdings sehr jung sein können. In der Frage der Zuordnung dieser Gänge zu einer geologischen Einheit neigen BURRI und DE QUERVAIN aus petrochemischen Gründen dazu, sie zur Gefolgschaft der Gabbros der Ivreazone zu stellen. Eine Zuordnung zu den postalpinen Ganggesteinen des Malcantone scheidet aus, da diese bedeutend alkalibetonter sind.

H. HUTTENLOCHER (1934) vertritt die Auffassung, dass die penninischen Deckengebiete im Norden und im Süden von autochthonen Massiven begrenzt werden. Der auffallende Unterschied zwischen den nördlichen Massiven mit ihren epizonal metamorphosierte Sedimenthüllen und dem südlichen Massiv, der Ivreazone, ist das Fehlen solcher epizonal metamorpher Sedimente im Süden.

Die Ivreazone besteht aus einem nördlichen Komplex (a) mit vorherrschend noritischen, gabbroiden, pyroxenitischen und peridotitischen Gesteinen. Der zweite Komplex (b) besteht aus „gneisigen“ Gesteinen, die sich jedoch (ausser den sogenannten Kinzigiten) ebenfalls aus amphibolitisch-pyroxenitischem Material aufbauen. Diese letzteren Gesteine unterscheiden sich von den ersteren nur durch ihren gneisigen Habitus; sie stellen die Ausläufer des unter (a) genannten Komplexes dar. Der etwas amphibolitische Charakter dieser Gesteine veranlasste GERLACH (1870), die Ivreazone als die Zone der Hornblendegesteine zu bezeichnen. ARTINI und MELZI (1900) stellten dies jedoch richtig, indem sie die pyroxenreiche Ausbildung der Gesteine als eine Haupteigentümlichkeit der Ivreazone feststellten.

Alle diese Gesteine sind nach HUTTENLOCHER lithologisch verwandt und können, auch ihrer Verbandsverhältnisse wegen, nicht getrennt werden.

Die Vererzungen in der Ivreazone gliedern sich entsprechend der Zoneneinteilung in zwei Gruppen, die strukturelle und stoffliche Eigentümlichkeiten aufweisen.

Vertritt HUTTENLOCHER im Jahre 1934 noch die Ansicht, dass die basischen Einschaltungen in der Kinzigitzone Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges darstellen, so macht sich in seinen späteren Arbeiten (HUTTENLOCHER, 1942, und JÄGER und HUTTENLOCHER, 1955) ein bedeutender Wechsel in der Auffassung bemerkbar. HUTTENLOCHER hegt in diesen Arbeiten Zweifel am Eruptivgesteinscharakter der basischen Einschaltungen (ausgenommen die ultrabasischen Gesteine von Megolo und Premosello) und glaubt, dass diese untrennbare Bestandteile des

Kinzigitkomplexes selbst, also umgeprägte Sedimente darstellen. Der Niederschlag dieser Auffassung findet sich in den unveröffentlichten Erläuterungen zur Exkursion der Schweiz. Min.-Petr. Gesellschaft in die Ivreazone (1950), aus denen wir wörtlich wiedergeben, was unser Gebiet betrifft.

„Allgemeines zur Geologie und Petrographie der Wurzel- und Ivrea-Verbanzone (Insubrisches Gebirge): Über die geologische Stellung dieser beiden Zonen besteht noch keine einheitliche Auffassung. Sie werden meistens beide zusammen in die Wurzelzone zusammengezogen; die erste als Wurzel der tiefen und mittleren penninischen, die Ivrea-Verbanzone als Wurzel der hochpenninischen und ost-alpinen Decken. In der vorliegenden Darstellung wird bewusst eine Trennung vorgenommen, die für den die Exkursion betreffenden Abschnitt bei Vogogna liegt, so dass sich nördlich davon das Wurzelgebiet der penninischen Decken bis nördlich von Domodossola ausdehnt. Südlich davon bis zum Lago Maggiore dagegen herrscht ein Gebirgskomplex, dem die typischen lithologischen Merkmale der penninischen Wurzelgesteine völlig fehlen, wenigstens sicher für den Abschnitt Vogogna-Ornavasso. An der Trennungslinie bei Vogogna setzt ausserdem der junge Sedimentzug (Trias-Jura) von Losone-Canavese durch, nach Osten sowohl wie auch nach Westen fast ohne Unterbruch beide begleitend.

An Stelle der alpin-penninischen Mineralassoziationen im Norden dieser Linie treten vollkommen veränderte auf; auch die Gross- und Mikrogefügeverhältnisse nehmen völlig nichtalpinen Charakter an.

Die Ivrea-Verbanzone: Sie ist in erster Linie durch die Assoziation gabbroider, pyroxenitischer oder peridotitischer Intrusiva in hochmetamorphem Paragestein gekennzeichnet. Die Gesteinskomplexe weisen nicht mehr schiefrig-plattigen Charakter auf, sondern erscheinen massig, was sich auch auf die Morphologie der Landschaft überträgt. Doch kennzeichnet eine bald ausgesprochene, bald nur angedeutete Bänderung den lithologischen Wechsel an, nicht selten mit grossangelegten Biegungen und Faltungen (Fluidaltextur magmatisch differenzierter Gesteine oder plastische Verformung von Metamorphiten). Südwestlich unseres Exkursionsgebietes wird die Hauptmasse dieser Zone durch einen mehrere Kilometer breiten, geschlossenen Komplex bänderig bis parallel texturierter, dioritogabbroider bis noritischer Gesteine repräsentiert. In der Valle d'Ossola trifft man diese Gesteinstypen in zwischen kinzigitischen Paragesteinen aufgeteilten Vorkommen an. Sie stehen am Nordwestrand der Zone gerne in Beziehung mit peridotitischen Differentiaten. Das dauernd schlierig bis bänderige Auftreten aller dieser Gesteine, ihr fast stetiger beträchtlicher Granatgehalt (Granate bis fast 10 cm Durchmesser), der plagioklasreiche Hof um die Granate, die gelegentlich reiche Spinellausscheidung in den Plagioklasen und andere Erscheinungen machen es wahrscheinlich, dass hier Remobilisationen und Neueinstellungen in grosser Tiefe vorliegen. Charnockitische, granulitische und anorthositische Derivate sind weiter ständige Begleiter dieser Assoziationen, mit welchen aufs engste kinzigitische und calciphyrische Paragenesen verknüpft sind. Anzeichen einer Umprägung unter alpin-orogentischen Bedingungen fehlen vollständig (Mangel an hydroxylhaltigen Mineralien); ein Übergang zwischen beiden Ausbildungen ist nirgends anzutreffen. Vielmehr ist der Wechsel von Wurzelzonenausbildung zu dieser ausgesprochenen Katafazies ein höchst schroffer. Eine gewisse Vermittlung besteht allerdings darin, dass an

der Grenzlinie die Ivrea-Verbanogesteine stark geschiefert sind; eine intensive Tektonisierungslinie bezeichnet somit die Grenze vom Wurzelgebiet zum Ivrea-Verbanokomplex. Ob die reichliche Tachylitbildung in der Nähe dieser Linie mit ihr selbst etwas zu tun hat, ist noch nicht entschieden.

Während der Intrusion gabbrodioritischer Magmen in einen Sedimentkomplex von kalkig-toniger Zusammensetzung kam es zu ausgiebigem Stoffaustausch, der sich, können nachträgliche Remobilisationen in Frage, noch verschärft haben dürfte (Ti-Reichtum der Paragesteine, Ca-Reichtum der Eruptiva, Graphitführung beider). Weitverbreitet sind gabbroid aussehende, ebenfalls schlierig-bänderig texturierte Pyroxen-Hornblendetypen, die ursprünglich mergelige Paragesteine waren.

Im Südosten stellen sich ausgiebige glimmerdioritische Intrusionen ein; in Zusammenhang damit treten auch intensive Alkalipegmatitinjektionen auf. Beide Erscheinungen lassen sich mit dem Granitherd von Baveno in Zusammenhang bringen.“

Soweit die wörtliche Zitierung HUTTENLOCHERS.

O. CAMISASCA (1940) befasst sich mit dem Marmor von Candoglia und diskutiert neben einer Beschreibung der auftretenden Minerale und der chemischen Beschaffenheit der Marmore auch die Probleme der Genese und des Alters. Er sucht den Grund für die Umwandlung der Kalke in Marmore in einer ausgedehnten Regionalmetamorphose, die alle Gesteine dieser Zone erfasste. Der Mineralreichtum der Marmore ist auf eine Kontaktmetamorphose durch Pegmatite und basische Gesteine zurückzuführen. Zeitlich werden die Marmore zwischen oberes Archaikum und unteres Paläozoikum gestellt.

E. NIGGLI (1946) untersuchte den Zusammenhang der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Alpen mit der Ivreazone und stellte im Bereich der Ivreazone einen Schwereüberschuss gegenüber den nördlichen Gebieten fest. Die grosse negative Schwereanomalie in den zentralen Teilen der Alpen rechtfertigt die Annahme, dass es sich um eine durch die Orogenese bedingte Verdickung des Sials handelt. Ein Schwereprofil durch die Alpen zeigt nun aber im Süden einen Umschlag von der negativen Anomalie der zentralen Alpen in eine positive (Schwereüberschuss) mit dem Einsetzen der Ivreazone. Es drängt sich die Annahme auf, dass hierfür die relativ schweren Gesteine der Ivreazone verantwortlich sind. Abgesehen von den basischen und ultrabasischen Gesteinen mit ihrer Dichte von 3,0 und mehr ist auch die Dichte der Paragesteine grösser als 2,7.

Um nun die Ergebnisse der Messungen mit der Wirklichkeit, d. h. dem geologischen Bau, in Einklang zu bringen, wurden von E. NIGGLI mehrere Annahmen durchgerechnet. Es ergab sich dabei, dass ein massiv-artiger Bau der Ivreazone unter Zunahme der Breite und des peridotitischen Charakters nach der Tiefe dem Verlauf der Kurve am ehesten

entsprechen würde. Damit in Widerspruch steht jedoch die Ansicht von R. STAUB (1924, 1949), der die Ivreazone als steilgestellte Wurzelzone betrachtet.

Nach NIGGLI steht aber der Annahme, dass die Ivreazone die freigelegte Dachregion einer Intrusion in mehr oder weniger unveränderter Lage darstellt, nichts im Wege. Allerdings muss an der Nordseite der Zone nach der Tiefe zu eine starke Verbreiterung angenommen werden, da die Kurve des Schwereprofils hier stark ansteigt. Dies käme einer Unterschiebung der Ivreazone unter die Canavesezone oder einer Rückfaltung der letzteren gleich. Eine andere Möglichkeit besteht jedoch darin, die basischen Gesteine der „seconda zona diorito-kinzigitica“ für den raschen Anstieg der Kurve verantwortlich zu machen.

P. WALTER (1950) nimmt an, dass die basischen Magmen der Ivreazone in das Altkristallin der Kinzigitzzone entlang einer Diskontinuitätsfläche, der späteren insubrischen Linie, eindringen. Die Intrusionen erstreckten sich über einen langen Zeitraum: die ältesten Gabbros finden sich heute am Südrand des basischen Hauptgesteinszuges, die jüngsten stets in der Nähe der insubrischen Linie. Die ultrabasischen Gesteine des Peridotitstockes von Finero wären demnach als die zuletzt eingebrungenen Ivreagesteine anzusehen. Zeitlich könne die Intrusion sehr wohl mit der Bildung der Ophiolithe in der frühorogenen Phase der Alpen zusammenfallen. Erst nach dem Erstarren dieser Magmen bildete sich die insubrische Linie heraus. Die Bewegung an dieser Fläche verlief wahrscheinlich als Unterschiebung der Ivreazone unter die Canavesezone.

PAGLIANI und MILANI (1952) untersuchten die Pegmatite von Candoglia. Die Autoren geben von jedem Mineral die optischen, chemischen und physikalischen Daten und stellen die Pegmatite von Candoglia den von F. DE QUERVAIN (1932) aus der Valle della Madonna beschriebenen Pegmatiten gleich.

O. VECCHIA (1952) bestätigt die Ergebnisse der gravimetrischen Berechnungen von E. NIGGLI (1946) auch für den italienischen Teil der Ivreazone. Er stellt fest, dass sich die positive Schwereanomalie auch über die Oberflächenausdehnung der Ivreazone hinaus fortsetzt: die Ivreazone besitzt im Untergrund also eine grössere Ausdehnung. (Vgl. hierzu: Isogam maps of Europe and North Africa, I. W. DE BRUYN, 1955, Shell Petroleum Co. Ltd., London.)

Kürzlich hat M. BERTOLANI (1954) die Gesteine der Val Sabbia petrographisch und chemisch untersucht. Im Gegensatz zu FRANCHI, der die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges als dioritisch bezeichnet, beschreibt BERTOLANI den allgemeinen Gesteinscharakter als gab-

broid bis noritisch. Die Diorite kommen nach B. nur am Kontakt zu den Nebengesteinen vor und zeigen auch dann nur eine entfernte Ähnlichkeit mit wirklichen Dioriten. Die basischen Einlagerungen in der Kinzigitzone fasst er als Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges auf. Eine metamorphe Entstehung für diese basischen Einschaltungen, wie sie HUTTENLOCHER in seinen letzten Arbeiten annimmt, hält BERTOLANI nicht für wahrscheinlich; er räumt jedoch ein, dass migmatitische und metamorphe Umprägungen, zum Teil während der Entstehung dieser Gesteine, stattgefunden haben mögen.

Die gravimetrischen Untersuchungsergebnisse von E. NIGGLI (1946) und O. VECCHIA (1952) erhielten eine Bestätigung durch die von I. W. DE BRUYN herausgegebenen „Isogam maps of Europe and North Africa“, die deutlich erkennen lassen, dass die Ivreazone im Untergrund eine grössere Ausdehnung als an der Oberfläche besitzt.

Aus dem Stollenprofil eines Zuleitungsstollens der Maggiakraftwerke beschreibt E. VENKAYYA (1956) verschiedene Gesteinstypen der Ivreazone. Genetisch vertritt er die gleiche Auffassung wie P. WALTER (1950).

O. FRIEDENREICH (1956) beschreibt die Vererzungserscheinungen des Peridotitstockes von Finero. Auch seine Bemerkungen zur geologisch-petrographischen Stellung der Ivreazone sind der Interpretation P. WALTERS (1950) stark verpflichtet.

Die Canavesezone

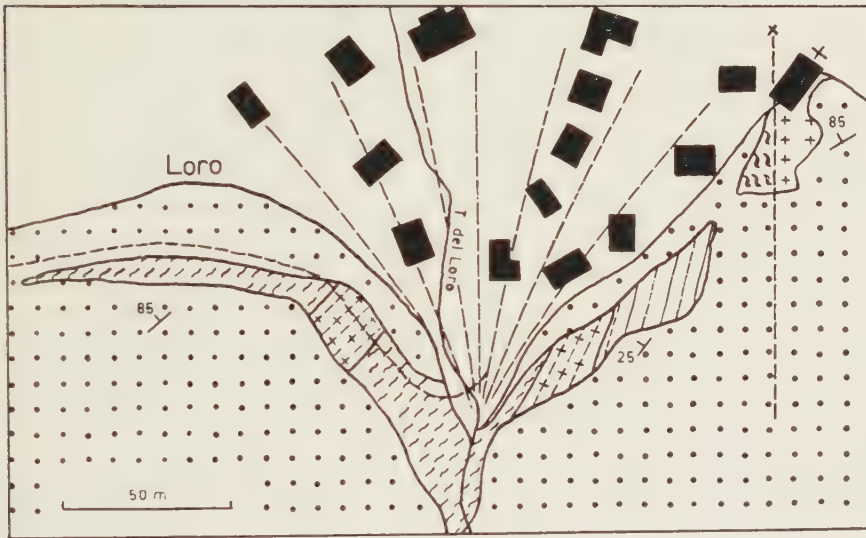
Diese Zone weist als Wurzel der hochpenninischen oder unterostalpinen Decken eine gänzlich andersgeartete Gesteinszusammensetzung auf als die Ivreazone. Herrschen im Canavese plattige bis schiefrige, chlorit- und serizitreiche Gesteine vor, so sind solche Gesteinstypen der Ivreazone völlig fremd; die Gesteine sind hier massig und kompakt. Diese verschiedene Gesteinsbeschaffenheit macht sich auch in der Morphologie der Landschaft bemerkbar: in der Canavesezone weiche und gerundete, in der Ivreazone schroffe, ja bizarre Formen.

In der vorliegenden Untersuchung werden nur Canavesegesteine bis zu einer Distanz von ungefähr 200 Meter von der insubrischen Linie beschrieben. Die Proben wurden in Loro-Rumianca genommen. Auf eine Kartierung an der östlichen Talflanke des Toce wurde verzichtet, da eine solche infolge der starken Überbauung in Vogogna sehr unvollständig und schwierig durchzuführen wäre.

Im untersuchten Gebiet werden die Gesteine des Canavese durch folgende Typen vertreten:

1. Kompakter, chlorit- und serizitführender Dolomit von leicht eisenbrauner Farbe.
2. Grüne, plattige Chlorit-Serizitschiefer.
3. Ausgewalzte Gabbros.

Über das geologische Auftreten dieser Gesteine orientiert die Karte (Fig. 2).



- Gabbros der Ivreazone (Typ Anzola)
- Dolomit, stellenweise serizitführend (Canavese)
- Eingeschuppte Gabbros (der Ivreazone?)
- Chlorit-Serizitschiefer (scisti di Rimella-Fobello)
- Gehängeschutt
- Mylonite der insubrischen Linie
- Insubrische Linie
- Bachschuttkegel

Fig. 2. Geologische Kartenskizze des Grenzgebietes zwischen Canavesezone und Ivreazone bei Loro-Rumianca.

Der *Dolomit* fühlt sich sandig und rauh an und besitzt äusserlich eher das Aussehen einer Arkose als eines Dolomites. Das Gestein ist kompakt und lässt nur dort, wo es makroskopisch erkennbare Serizit-schüppchen besitzt, eine Schieferungsrichtung erkennen.

Mineralbestand: Chlorit, Serizit, Dolomit, Kalzit und Limonit.

Kalzit tritt nur sekundär auf ausgeheilten Rissen auf und ist sicher posttektonisch, da er keinerlei mechanische Beanspruchung erkennen lässt.

Chlorit und Serizit bilden eine Grundmasse, in der das Mineral Dolomit in Form zahlreicher Körnchen verstreut ist. Die Dolomitmörner sind von schmutzibrauner Farbe, wohl infolge eines Überzuges von Limonit.

Die grünen, grobplattigen *Chlorit-Serizitschiefer* zeigen makroskopisch einen einfachen Mineralbestand: Chlorit, Serizit und lagenweise Quarz. Das Gestein spaltet beim Anschlagen nach der Fläche, in der die Glimmer orientiert sind. Frische Bruchflächen zeigen einen grünlichen und infolge des Serizitreichtums silbrigen Glanz. Die einzelnen Glimmerlagen werden durch wenige Millimeter mächtige Quarzlagen getrennt, die jedoch auch ausspitzen können; die Glimmerlagen werden dann mächtiger.

Mikroskopisch kann der Mineralbestand sehr variabel sein. Chlorit, Serizit und Quarz kommen stets vor; in wechselnden Mengen können jedoch auch Dolomit, Plagioklas, Titanit und Granat hinzutreten.

Chlorit und Serizit sind stets in grosser Menge vorhanden und in der Streichrichtung des Gesteines geordnet.

Quarz findet sich meist lagenweise in feinklastischer Form: er ist jedoch auch in grösseren, fleckig auslöschenden Partien wohl als jüngere Bildung vorhanden.

Wenn Plagioklase auftreten, so bilden sie kleine gerundete, stark zersetzte Körner, die von den Chlorit- und Serizitbändern umflossen werden. Eine Vermessung auf dem Universaldrehtisch ergab für frischere Plagioklaspartien eine Zusammensetzung von 8 % An; es handelt sich somit um Albit. Die Körner sind nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt.

Titanit und Granat treten in gerundeten Körnern zumeist in den quarzreichen Partien des Gesteins oder doch in deren näherer Nachbarschaft auf.

Dolomit ist mikroskopisch kaum feststellbar, bildet aber sicher die Kittmasse der klastischen Gemengteile.

Die *Gabbros* treten in zwei isolierten Vorkommen auf und lassen schon makroskopisch eine gewisse Ähnlichkeit mit den jenseits der in-subrischen Linie anstehenden Gabbros der Ivreazone erkennen. Die

dunklen Gemengteile, Pyroxen und Hornblende, sind stark chloritisiert und in der Schieferungsrichtung angeordnet. Zwischen den einzelnen Chloritlagen finden sich stark ausgewalzte, langgestreckte Plagioklase von feinspindeliger Form.

Mineralbestand: Hornblende, Pyroxen, Chlorit, Serizit, Plagioklas, saussuritierter Feldspat, Ilmenit und Titanit.

Die stark chloritisierten Hornblenden und Pyroxene schwimmen in einer Grundmasse von Chlorit, Serizit und saussuritisiertem, kaum als solchem zu erkennendem Plagioklas. Aus diesem Grunde war eine genauere Bestimmung der Plagioklase unmöglich. Auch an frischeren Plagioklasen liess sich infolge der starken undulösen Auslöschung keine Messung durchführen.

Ilmenit tritt stets mit einem Leukoxenrand auf. Titanit zeigt oft im Zentrum des Kernes einen Erzkern, vermutlich aus Ilmenit.

Der Titanreichtum des Gesteines lässt die Vermutung zu, dass es sich um einen ursprünglich zur Ivreazone gehörigen, stark ausgewalzten Gabbro handelt, da Titanreichtum eine weitverbreitete Eigenschaft der Ivreagesteine darstellt.

Randlich gehen diese Gesteine in nahezu feldspatfreie Chlorit-Serizitschiefer über, die keinerlei kontaktliche Beeinflussung durch die Gabbros erkennen lassen. Deshalb kann als wahrscheinlich gelten, dass die Gabbros in der Canavesezone eingeschuppte Ivreagesteine sind.

Was die Entstehung der Chlorit-Serizitschiefer betrifft, so fragt es sich, ob diese aus stark ausgewalzten Ivreagesteinen (Gabbro oder Kinzigit) hervorgingen, oder ob sie der Ivreazone fremde Sedimente oder Eruptivgesteine darstellen. Besonders die Granat und Titanit führenden Gesteine erwecken den Eindruck, alpin umgeprägte Ivreagesteine zu sein.

Um in dieser Frage einen Schritt weiterzukommen, wurden die Chloritschiefer durch Differentialthermoanalyse (DTA) untersucht. Die hierzu verwendete Apparatur wurde von E. JÄGER und S. SCHILLING (1956) beschrieben.

Die Ergebnisse der Messungen zeigen deutlich (Fig. 3), dass zwei verschiedene Chloritschiefertypen unterschieden werden können. Der eine Typ (a) ist unzweifelhaft genetisch mit dem Dolomit verbunden; er zeigt stets einen gewissen Dolomitgehalt. Auch die Granat und Titanit führenden Gesteine gehören hierzu. Der andere Typus (b) (es sind dies die dem Gabbro benachbarten Gesteine) zeigt ausser einem endothermen „peak“ bei 600 Grad keine Reaktion. Der Chlorit bei beiden Typen ist offensichtlich derselbe, nämlich ein Glied der Prochloritreihe.

Die Entstehung der Gesteine des Typus (a) lässt sich so erklären, dass ein ursprünglich tonhaltiger Dolomit in ein tonerdereicherer, dolomitarmes Gestein überging. Die Tonminerale des Dolomites und der dolomitischen Mergel liegen heute als Serizit, der in der DTA schlecht nachweisbar ist, und als Chlorit vor.

Ob der Granat und der Titanit aus der Ivreazone eingeschwemmt wurden, liess sich nicht feststellen. Sollte es der Fall sein, so liessen sich wichtige Rückschlüsse auf das Alter der Ivreazone machen; die Ivreagesteine wären dann prätriadisch, da Trias in der Canavesezone nachgewiesen ist. Ausserdem würde es die Existenz einer Synklinale zwischen den beiden basischen Zonen (Ivreazone und „seconda zona dioritokinzigitica“) bestätigen, wie FRANCHI (1906) dies annimmt.

Für die Gesteine des Typus (b) ist es unmöglich, aus der Form der DTA-Kurven herzuleiten, ob es sich um Ortho- oder Paragesteine handelt. Mit Rücksicht auf ihr geologisches Vorkommen (engste Nachbar-

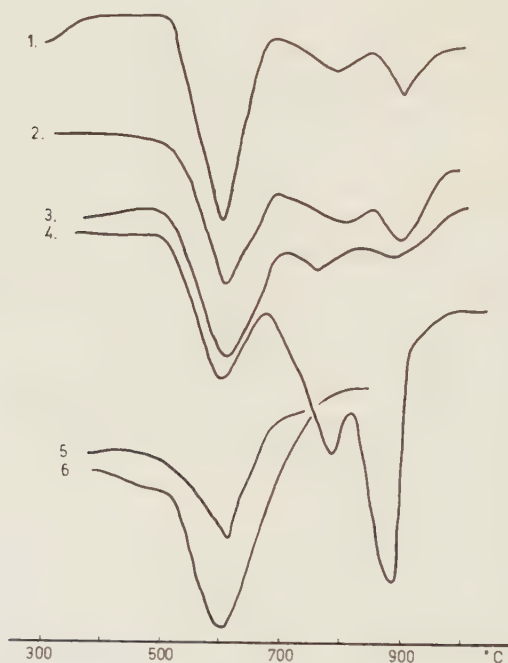


Fig. 3. Differentialthermoanalyse von Chloritschiefern.

1. und 3. Chlorit-Serizitschiefer; 2. Chlorit-Serizitschiefer mit Granat und Titanit;
1.—3. Typus a. 4. Dolomit; 5. und 6. Chlorit-Serizitschiefer des Typus b.

schaft der Gabbros) könnte man geneigt sein, sie als stark ausgewalzte Gabbros anzusehen, die keinerlei Ähnlichkeit mit dem ursprünglichen Gestein mehr besitzen.

Die Ivrea- und Stronazone

Die Literatur vermittelt ein sehr gegensätzliches Bild über die petrographisch-geologischen Verhältnisse in der Ivreazone. Es sind vor allem die Arbeiten von WALTER (1950) und BERTOLANI (1954) einerseits und HUTTENLOCHER (1942) und JÄGER und HUTTENLOCHER (1955) andererseits, die sich grundsätzlich widersprechen:

WALTER und BERTOLANI sehen in den basischen Einschaltungen der Kinzigitzone Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges; die Kontakte zu den Kinzigiten werden als Eruptivkontakte beschrieben. HUTTENLOCHER und JÄGER dagegen sind der Ansicht, dass die basischen Einschaltungen „keine Intrusivkörper, sondern äquivalente Bestandmassen des Kinzigitkomplexes selbst“ darstellen. In dieser Arbeit soll deshalb versucht werden, die Natur der basischen Einschaltungen im Kinzigitkomplex abzuklären.

Kontaktwirkungen, die sie an den Nebengesteinen hervorriefen, weisen darauf hin, dass die basischen Einschaltungen im Kinzigitkomplex der unteren Val d'Ossola echte Intrusivgesteine sind. Ihre Verbandsverhältnisse und strukturelle Eigenschaften lassen erkennen, dass sie prä- und syntektonisch intrudierten, wie dies WALTER (1950) schon für den schweizerischen Abschnitt der Ivreazone feststellte. Es war eine weitere Aufgabe dieser Arbeit, das Alter dieser Orogenese und somit das Alter der Ivreagesteine festzulegen, was nur durch die Untersuchung der Beziehungen zwischen Ivreazone und den Graniten des Lago Maggiore möglich war. Das Alter der Orogenese konnte als prägranitisch, wahrscheinlich herzynisch, festgelegt werden. Auf die sich hieraus ergebenden Konsequenzen für die tektonische Stellung der Ivreazone im Alpengebäude soll in einem abschliessenden Kapitel kurz eingegangen werden.

Das Profil (Fig. 4) vermittelt ein Bild der in der vorliegenden Arbeit vertretenen Ansichten über den Bau der Ivreazone und ihre Beziehungen zu den südlichen Nachbargebieten.

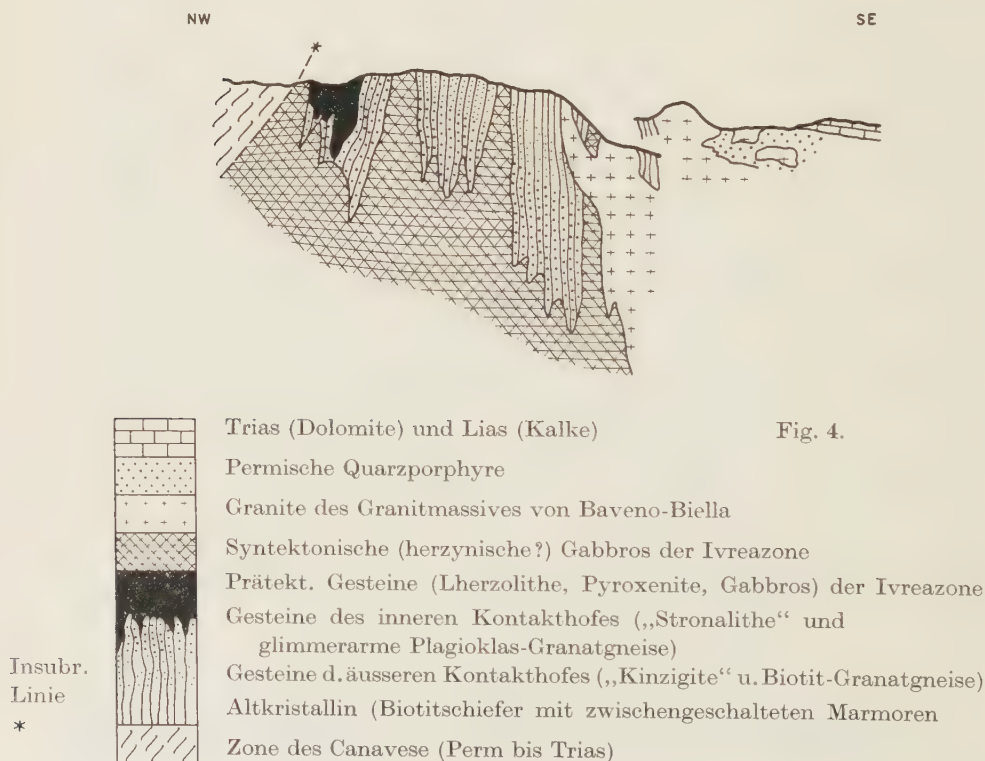
Morphologie

Wenn wir die Canavesezone verlassen und bei Rumianca oder Vogogna die Ivreazone betreten, fällt eine deutliche Zweiteilung in der

Morphologie der Landschaft auf. Zeigen im Norden der Ivreazone die Berge schroffe Formen, so besitzen diese im Süden weiche, runde Konturen. Dieser morphologische Wechsel steht in direkter Beziehung zur Lithologie der Ivrea- und Stronazone. Die bizarr geformten Berge werden von sehr kompakten, massigen Eruptiv- und hochmetamorphen Paragesteinen aufgebaut, während die weichen Landschaftsformen durch weniger massige Biotitschiefer bedingt sind.

Allgemeines

Die bisher in der Literatur beschriebenen Gesteine wurden stets nach ihrer petrographischen Beschaffenheit oder ihrer geographischen Lage in Gruppen zusammengefasst. Dieses Einteilungsprinzip soll nun in der vorliegenden Arbeit nur für die Paragesteine beibehalten werden. Die Eruptivgesteine werden in Zusammenhang mit dem zeitlichen Ablauf grosstektonischer Bewegungen gebracht. Danach lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:



Eruptivgesteine

- a) Gesteine des prätektonischen Plutonismus,
- b) Gesteine des syntektonischen Plutonismus,
- c) Gesteine des posttektonischen Plutonismus.

Paragesteine

- a) Gesteine des inneren Kontakthofes,
- b) Gesteine des äusseren Kontakthofes,
- c) Gesteine des Altkristallins,
- d) Marmore und Calciphyre.

Mischgesteine.

Die Zuordnung der Eruptivgesteine zu einer der drei Gruppen (a, b und c) geschah nach geologischen, textuellen und strukturellen Eigenschaften. Im folgenden sind die Merkmale der drei Gruppen zusammengestellt.

Prätektonische Eruptivgesteine: Die Gesteine zeigen ausgeprägte Schieferung, die nicht durch die Einregelung der Gemengteile während des Erstarrens zustande kam, sondern durch eine mechanische Beanspruchung nach der Hauptkristallisation.

Die ursprünglichen Strukturen sind durch Katakklase bis zur vollständigen Mylonitisierung umgeprägt.

Die Mylonite beschränken sich streng auf die prätektonischen Eruptivgesteine und die von ihnen intrudierten Paragesteine.

Nach erfolgter Katakklase fand eine erneute Blastese statt, die durch die während der Gebirgsbildung eindringenden Magmen bewirkt wurde.

Syntektonische Eruptivgesteine: Die Gesteine sind konkordant in das Nebengestein eingedrungen. Ihre Bändertextur folgt den kleinsten unregelmässigen Konturen am Kontakt zum Nebengestein.

Die Strukturen sind bei den älteren der synorogenen Gesteine granoblastisch, bei den jüngeren hypidiomorph. Eine Mylonitisierung tritt nicht auf (abgesehen von der unmittelbaren Umgebung der insubrischen Linie und den ältesten der syntektonischen Gabbros).

Die einzelnen Gemengteile zeigen Anzeichen sich ändernder Umweltsbedingungen während der Kristallisation, reaction rims um Pyroxene und Hornblenden und zerbrochene, unter veränderter Orientierung weitergewachsene Kristalle.

Die Mylonite zeigen im Gegensatz zu Myloniten der prätektonischen Gesteine keine nachträgliche Blastese.

Die ultrabasischen Gesteine werden von den syntektonischen intrudiert (HUTTENLOCHER, 1942, S. 338).

Posttektonische, saure Eruptivgesteine: Die Gesteine dringen diskordant in das Nebengestein ein; Parallelt Texturen sind schwach oder gar nicht erkennbar. Die Nebengesteine wurden nach der Orogenese metamorphosiert, d. h. die Kontaktmetamorphose erfasste schon steilgestellte Schichten.

DIE ERUPTIVGESTEINE

a) Gesteine des prätektonischen Plutonismus

In dieser Gruppe finden sich die ultrabasischen Gesteine, die in der unteren Val d'Ossola auf der westlichen Talseite bei Megolo und auf der östlichen bei Premosello anstehen. Beide Vorkommen sind durch den Taleinschnitt des Toce getrennt; es handelt sich also nicht um zwei geologisch trennbare Einheiten.

Die hier auftretenden Gesteinstypen zeigen deutlich ihre Zugehörigkeit zur Kette der ultrabasischen Eruptivstöcke, die in getrennten Vorkommen sich am Nordwestrand der Ivreazone von Baldissero bis Finero hinziehen.

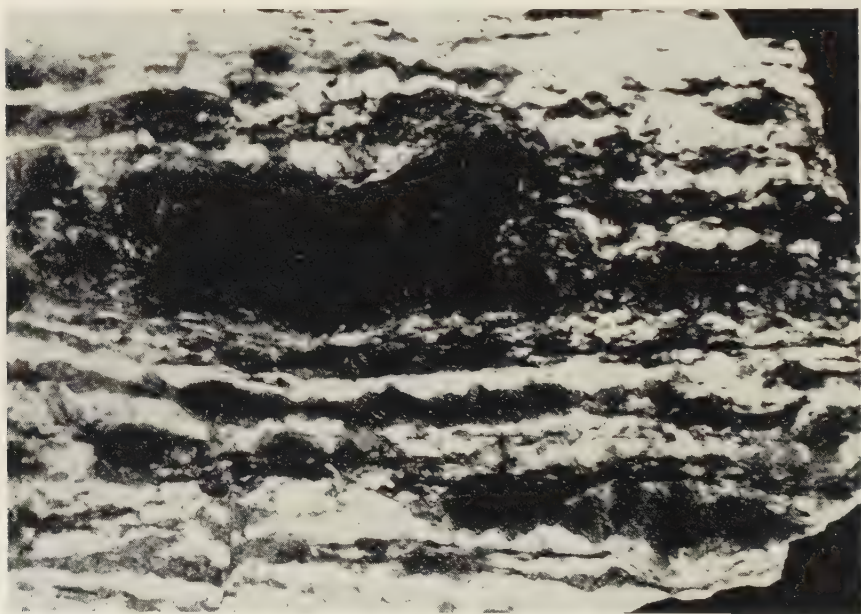


Fig. 5. Anschliffbild des schiefrigen Gabbro-norites von Premosello. Die hellen Lagen werden von Plagioklas, die dunklen von Pyroxen eingenommen. Natürliche Grösse.

Allerdings ist bei Megolo-Premosello kein so grosser Artenreichtum vertreten wie beispielsweise am Mte Capió. M. BERTOLANI (1954), H. HUTTENLOCHER (1934) und P. WALTER (1950) beschrieben diese Gesteine eingehend, so dass es sich hier erübrigt, auf Einzelheiten näher einzutreten.

Den Hauptteil des Vorkommens von Megolo-Premosello stellt ein gneisiger Gabbonorit mit rostbrauner Anwitterungsfarbe.



Fig. 6. Dünnschliffbild des Gabbonorites von Premosello. In der Bildmitte ist ein regenerierter Plagioklas zu erkennen.

M = vollständig mylonitisierter Pyroxen. Verg. 40fach. \times Nicols.

Makroskopisch lassen sich graue Plagioklase, braune bis braunschwarze Pyroxene (meist Bronzite) und hellgelb glänzender Magnetkies erkennen. Die Korngrösse der Gemengteile schwankt von 1 mm bis 5 mm. Durch eine nachträgliche Verschieferung erhielt das nur selten gleichmässig körnige Gestein sein inhomogenes Aussehen: Die hellen und dunklen Gemengteile sind in Bruchstücke zerlegt (wobei der Kornzusammenhang mehr oder weniger erhalten blieb) und auf einzelnen scharf begrenzten, aber unregelmässig umrissenen Lagen gesondert. Die Mächtigkeit dieser nahezu monomineralischen Bänder schwankt selbst im Handstück-

bereich zwischen 2 cm und 1 mm. Überall ist das Gestein von einem feinen Netz von Ultramyloniten durchzogen (Mächtigkeit 1 mm bis 5 mm), die auch ins Nebengestein — aber nie in nachweislich jüngere Eruptivgesteine — durchsetzen. Nicht selten sind auch pyroxenpegmatitische bis pyroxenitische, diopsid- oder bronzitführende, stellenweise vererzte (Magnetkies-) Nester, aus denen sich bisweilen gangähnliche, zur Schieferungsrichtung auch diskordant verlaufende Bildungen abzweigen.

Mikroskopische Beschreibung

Das Gestein besteht aus Plagioklas (basischer Andesin bis Labrador), monoklinem (diopsidischem) und rhombischem (Fe-reichem) Pyroxen, brauner Hornblende, Erz (vor allem Pyrrhotin und Ilmenit) und stellenweise Granat. Die einzelnen Gemengteile zeigen unter dem Mikroskop den Einfluss einer starken mechanischen Beanspruchung: Die Kristalle sind in zahlreiche Bruchstücke zerlegt, die vielfach von einem äusserst feinen, opak erscheinenden Zerreibsel umhüllt werden. Die Tektonisierung kann zur vollständigen Mylonitisierung des Gesteines führen; allerdings lässt sich eine nachträgliche Blastese, die durch die später eindringenden, synorogenen Gesteine bewirkt wurde, feststellen: Plagioklasbruchstücke

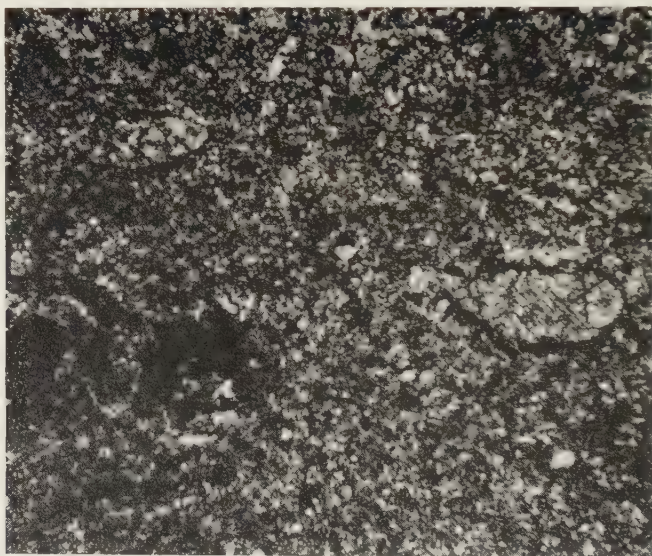


Fig. 7. Dünnschliffbild eines Mylonites aus dem Gabbronorit von Premosello. In einer feinkörnigen Grundmasse sind Porphyroblasten von Hornblende zu erkennen. Vergr. 40fach, // Nicols.

ursprünglich grosser Kristalle wurden wieder regeneriert, zu allerdings sehr inhomogenen Individuen, die durch ihre undulöse Auslöschung und unregelmässigen Zwillingslamellen auffallen (Fig. 6). Auch in Myloniten und Pseudotachyliten sind Rekristallisationserscheinungen feststellbar: In einer feinklastischen Grundmasse schwimmen rundliche Kristallblasten von Pyroxen oder Hornblende (Fig. 7).

Nicht selten sind fast feldspatfreie, diopsid- oder bronzitpyroxenitische, pegmatitoide Bildungen, die nesterförmig begrenzt sind (Länge der Nester bis $1\frac{1}{2}$ m). Bisweilen gehen von diesen Nestern gangähnliche, bis einige cm mächtige Adern aus, die sich auch disruptiv verhalten können. Da diese Bildungen jedoch auf die prätektonischen Gabbros beschränkt sind, d. h. nie in die Nebengesteine durchsetzen, kann angenommen werden, dass sie eher basische Nachschübe als echte Pegmatite darstellen. Ihre vielfach starke Vererzung mit Pyrrhotin und Pentlandit weist auch darauf hin.

Gegen oben nimmt der Gabbronorit von Premosello in zunehmendem Masse Olivin auf, der ganz allmählich den Übergang zu peridotitischen Varietäten vermittelt. In den ultrabasischen Varietäten tritt auch ein grüner Spinell auf, der in den olivinfreien Gesteinen sonst nicht vorkommt.

Die Zusammensetzung extremer Gesteinstypen ist aus den in Tabelle I zusammengestellten Integrationstischvermessungen ersichtlich.

Hierzu einige Bemerkungen: Die Auszählung der Schliffe wurde nicht mit einem Integrationstisch herkömmlicher Art, z. B. Leitz, vorgenommen, sondern mit einem Pointcounter. Infolge des Arbeitsprinzips des Pointcounters werden die akzessorischen Gemengteile nicht immer erfasst. In solchen Pointcounterauszahlungen, wo sie nicht in Erscheinung treten, sind diese Mineralien deshalb mit einem * markiert, wenn sie im Gestein enthalten sind.

Tabelle I

	I	II	III
Olivin	67,0	—	—
Spinell	3,7	—	—
Granat	—	—	2,7
Hornblende	15,0	15,9	13,8
Orthopyroxen	9,3	24,0	20,0
Klinopyroxen	—	0,9	3,2
Plagioklas	—	58,8	59,3
Erz	5,0	0,4	1,0

I. Hornblende-Pyroxen-Peridotit von Colloro bei Premosello.

II. Gabbronorit von Megolo.

III. Granatführender Gabbronorit von Megolo.

Tabelle 2

	2	3	4		2	3	4
SiO ₂	46,95	49,80	40,40	si	97	93	91
Al ₂ O ₃	16,63	9,74	14,08	al	20,1	11,0	18,4
Fe ₂ O ₃	1,55	1,27	1,98	fm	48,7	80,0	32,0
FeO	8,14	11,03	9,65	c	29,1	7,5	47,2
MgO	10,52	22,08	7,17	alk	2,1	1,5	2,4
MnO	0,05	0,01	0,02	k	0,09	0,03	0,12
CaO	13,25	3,76	19,63	mg	0,66	0,76	0,53
Na ₂ O	0,93	0,83	0,82	c/fm	0,60	0,09	1,5
K ₂ O	0,15	0,04	0,17	Q	39,4	25,0	29,2
TiO ₂	0,49	0,38	0,48	L	41,8	15,4	20,0
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,06	M	18,8	59,6	50,8
H ₂ O +	0,52	0,38	0,51	π	0,89	0,71	0,77
H ₂ O -	0,13	0,12	0,04	γ	0,18	0,00	0,49
CO ₂	0,38	0,42	2,41				
S	—	0,41	2,62				
Summe	99,73	100,28	100,04				

In der Tabelle 2 sind Analysen von Gesteinen des Schotterbruches Premosello zusammengestellt. Anal. Dr. TH. HÜGI (Bern).

2 = normale Ausbildung des Gabbronorites von Premosello.

3 = pyroxenreicher Gabbronorit.

4 = „Pyroxenpegmatit“ mit Magnetkies.

Ich möchte es nicht versäumen, Herrn PD. Dr. HÜGI für die Überlassung der bisher unveröffentlichten Analysen herzlich zu danken.

b) Gesteine des syntektonischen Plutonismus

In dieser Gruppe sind die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges einzureihen (vgl. Merkmale der syntektonischen Gesteine, S. 455), doch reichen nur die Apophysen, die sich als basische Einschaltungen in der Kinzigitzone finden, bis in das untersuchte Gebiet.

Im Gegensatz zu den Gesteinen der Gruppe a fallen die syntektonischen Gesteine durch ihre besondere Frische auf. Stets vorhanden ist eine mehr oder weniger deutliche Paralleltextur, die oft Ähnlichkeit mit einem „graded bedding“ annimmt, wie es von den „layered norites“ des Bushveld beschrieben wird (Fig. 8).

Ein „graded bedding“ kann durch eine gravitative Differentiation, wie dies für die Gesteine des Bushveld getan wurde, erklärt werden; es setzt jedoch eine ungestörte Erstarrung des Magmas voraus. Für die syntektonischen Eruptivgesteine der Ivreazone, deren Bänderung steil

gestellt ist, scheidet diese Erklärung aus; denn wenn ein erstarrendes Gestein während der Orogenese zwischen die Schichten des Nebengesteins gepresst wird, so ist es zumindest unwahrscheinlich, dass ein entstehendes „graded bedding“ erhalten bliebe.

Deshalb erscheint es wahrscheinlicher, dass die Bänderung das Abbild einer unter Stress stattgefundenen metamorphen Differentiation darstellt, wobei sich die Frühkristallite parallel zu Flächen ablagerten,

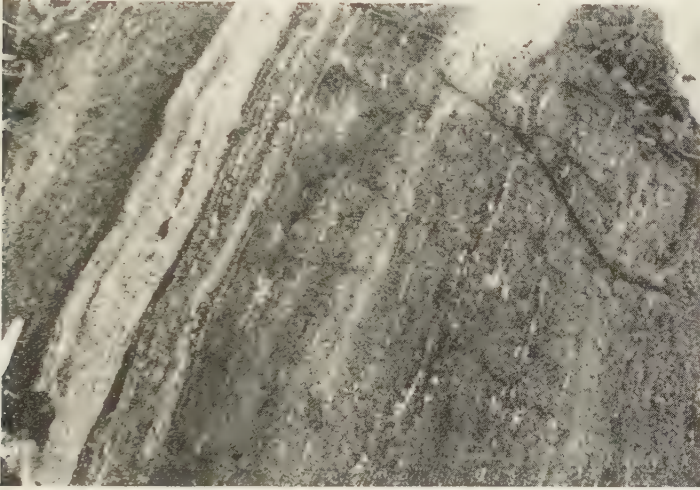


Fig. 8. Bändertextur eines Gabbros bei „Madonna dello Scopello“ bei Cuzzago.
Die Bildbreite entspricht etwa einem Meter.

die senkrecht zur Richtung des Druckes lagen. Die Ähnlichkeit der Bänderung mit einem „graded bedding“ ist daher rein zufällig.

Die Bänderung nimmt von Norden gegen Süden ab unter gleichzeitiger Abnahme der Korngrösse der Gesteine, der Häufigkeit der pegmatitoiden Bildungen und der Basizität der Plagioklase.

Zwischen den extremen Gesteinstypen, dem syntektonischen Gabbro von Anzola und dem im wesentlichen schon spätposttektonischen Gabbrodiorit von Pra del Fico südlich von Ornavasso, bestehen alle Übergänge, wie dies aus Tabelle 3 ersichtlich ist.

Es erschien mir jedoch wenig zweckmässig, einzelne Typen zwischen den extremen Gliedern herauszuheben, da die Gesteine der Ivrea-zone in allen vorkommenden Varietäten schon von anderer Seite eingehend beschrieben wurden. Diese Arbeit beschränkt sich deshalb auf

die beiden Endglieder dieser Reihe, die Gesteine von Anzola und Pra del Fico.

Tabelle 3

Mineralbestand	I	II	III	IV
Hornblende	40,9	46,9	48,7	42,8
Klinopyroxen	21,6	15,6	16,7	1,2
Orthopyroxen	0,8	1,1	0,6	0,9
Plagioklas	35,6	33,8	31,8	52,2
Erz	0,9	1,1	0,6	1,8
Apatit	0,2	0,3	*	0,3
Titanit	keine Angabe	1,2	1,6	0,8

I. Durchschnitt des Gabbros von Anzola (HUTTENLOCHER, 1942).

II. Gabbro von Albo.

III. Gabbro vom Bara bei Ornavasso.

IV. Gabbrodiorit von Pra del Fico.

Zahlen in Volumprozent.

Der syntektonische Gabbro von Anzola

Dieses Gestein setzt im Süden ungefähr auf der Linie Teglia-Bettola ein. eine genaue Grenzziehung ist jedoch nicht möglich. Der Gabbro reicht nach verschiedenen Unterbrechungen durch die Gesteine der Kinzigitzone und durch die prätektonischen Eruptivgesteine von Premosello Megolo bis an die insubrische Linie.

Das Gestein wurde von H. HUTTENLOCHER (1942) untersucht, dessen Ergebnisse neben einigen ergänzenden Bemerkungen im folgenden zusammengefasst werden.

Makroskopisch zeigt das sehr massige und kompakte Gestein (es ist zwar gebändert, die Gemengteile sind aber ungeregelt) glasig durchscheinenden Plagioklas (schon von blossen Auge sind die polysynthetischen Zwillinge zu erkennen), schwarze Pyroxene und Hornblenden und selten auch kleine, gelbe Titanitkristalle.

Die Korngrösse der Hauptgemengteile beträgt zwei bis drei Millimeter. Die hellen und dunklen Gemengteile sind auf einzelnen, unscharf begrenzten — bisweilen „graded bedding“-ähnlichen — Differentiationslagen gesondert, die durch alle Übergänge miteinander verbunden sind. Diese Übergänge vollziehen sich dergestalt, dass auf ein pyroxenitische Lage durch allmähliche Feldspatzunahme eine pyroxengabbroide und dann eine sehr feldspatreiche, pyroxenarme Lage folgt. Dieses Bild kann sich stetig wiederholen, wobei jedoch auch feldspatreiche an feldspatreiche und pyroxenitische an pyroxenitische Lagen grenzen können;

schematisch dargestellt also folgendermassen: a-b-c-a-b-c-c-b-a-a-b-c-usf. (vgl. Fig. 8). Die Mächtigkeit der Bänder schwankt zwischen 10 und 20 Zentimetern.

Die Plagioklase können sich stellenweise in Nestern von mehreren Dezimetern Durchmesser anreichern. Diese zeigen dann wenig oder gar keine dunklen Gemengteile.

Auch die dunklen Gemengteile (Pyroxen, selten auch Hornblende) können sich so verhalten. Diese nahezu monomineralischen Nester gehen öfters in wenige Zentimeter mächtige, gangähnliche Bildungen über, die das Gestein in allen Richtungen durchziehen und dabei durchaus disruptiven Charakter annehmen. Im Gegensatz zu den analogen Bildungen der präorogenen Eruptivgesteine sind sie nie vererzt.

Gegen den Kontakt zur Kinzigitserie nimmt das Gestein Schollen aus dem Nebengestein auf, die Biotit und Granat führen. Die Granate können sich lagenweise oder auch in Nestern anreichern, stellenweise sind sie aber auch gleichmässig in der ganzen Kontaktzone verteilt. Es ist deshalb anzunehmen, dass es sich nur um randliche Kontaminationen handelt, besonders auch deshalb, als kontaktfernere Partien granatfrei sind. Die Korngrösse der Granate beträgt 2–3 Millimeter; in plagioklasreichen Partien erreichen sie jedoch auch die beachtliche Grösse von 5 Zentimetern.

Der Gabbro von Anzola ist kaum zerklüftet; es lassen sich deshalb mächtige Blöcke des im Handel sehr geschätzten Gesteins gewinnen.

Die Struktur des Gesteines ist stets granoblastisch oder aus einer solchen durch Kataklaste hervorgegangen. Das Ausmass der Kataklaste ist jedoch immer sehr gering. Mylonite oder Pseudotachylite fehlen fast vollständig (abgesehen von der insubrischen Linie und den ältesten der syntektonischen Gesteine).

Der Mineralbestand ähnlich aussehender Handstücke ist infolge der Bänderung sehr variabel, wie Tabelle 4 zeigt.

Die Plagioklase sind fast ausnahmsweise sehr basisch, oft zonar, wobei der Kern basischer als der Rand ist.

Plag. 70–85 % An, stellenweise auch 50 % An.

Zwillingsgesetze: Periklin- und Albitgesetz. (Zur Deutung der Zwillingsgesetze siehe S. 486f.)

Bei Feldspäten mit einem Anorthitgehalt von 70–85 % stellte HUTTENLOCHER (1942) eine äusserst feine, fast unter dem Auflösungsbereich des Mikroskopes liegende Bänderung, sogenannte „Spindeln“ fest. E. JÄGER und H. HUTTENLOCHER (1955) glauben, dass es sich um eine durch hohe Temperatur und hohen Druck bewirkte, in wasserfreiem

Tabelle 4. *Integrationstischvermessungen vier verschiedener Schläffe des Gabbros von Anzola*

Mineralbestand	I	II	III	IV
Hornblende	38,0	32,7	45,9	46,0
Klinopyroxen	27,0	30,0	20,1	9,4
Orthopyroxen	0,5	1,8	0,3	0,6
Plagioklas	34,5	35,1	32,1	42,6
Erz	—	0,3	1,5	0,9
Apatit	—	0,1	0,1	0,4

Zahlen in Volumprozent (HUTTENLOCHER, 1942).

Medium stattfindende Entmischungserscheinung handelt. Ein Plagioklas, der diese Bänderung zeigt, lässt somit wichtige Rückschlüsse auf die Entstehungsbedingungen eines Gesteins zu, dessen Gemengteil er ist.

Der Pyroxen gehört der Mischreihe Diopsid-Hedenbergit an und hat die Zusammensetzung Di 65-Hed 35. Er zeigt homoaxe Umwachsungen von Hornblende, die auf wechselnde Druck- und Temperaturbedingungen während der Kristallisation der Pyroxene hinweisen. Selten tritt auch ein eisenreicher Hypersthen auf.

Die Hornblende zeigt folgende Daten:

$$n_{\gamma} = 1,680$$

$$n_{\alpha} = 1,656$$

$$\Delta = 0,024$$

$$2V_{\alpha} = -80-84^{\circ}, c/\gamma = 18-20^{\circ}.$$

Nach den Diagrammen WINCHELLS dürfte es sich um eine Ca-Fe-Mg-reiche Hornblende mit geringem Na-Gehalt handeln (HUTTENLOCHER, 1942).

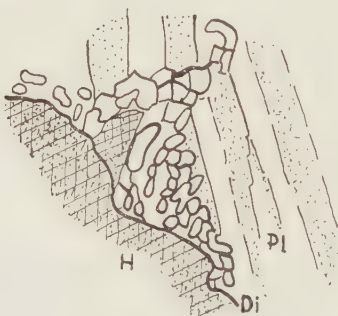


Fig. 9. „Reaction rim“ zwischen Hornblende und Plagioklas.

H = Hornblende, Di = Diopsid, Pl = Plagioklas.

Auch die Hornblende zeigt Umwachsungen, und zwar solche von Pyroxen, Reaktionshöfe aus Diopsid und Hypersthen (Fig. 9).

Die Abscheidungsfolge ist demnach: Klinopyroxen — Hornblende — Klino- und Orthopyroxen. Ausser den „reaction rims“ weist auch diese Ausscheidungsfolge auf die stark variierenden Entstehungsbedingungen dieses Gesteins hin (während einer Orogenese wechselnde Druck-Temperaturbedingungen?).

In der Tabelle 5 sind die Analysen eines Pyroxens aus dem Gabbro von Anzola und dieses Gesteins selbst in Niggli-Werten dargestellt (HUTTENLOCHER, 1942).

Tabelle 5

	Gabbro von Anzola (25)	Diopsidischer Pyroxen des Gabbros von Anzola
si	94	104
al	19,7	0,4
fm	45,4	55,0
c	30,6	43,6
alk	4,2	1,0
k	0,06	0,99
mg	0,59	0,57
c/fm	0,67	0,8
Q	25,4	
L	32,9	
M	41,7	

Auch in den pegmatitisch ausgebildeten Gesteinspartien (nesterförmige Anreicherungen von Mineralen) finden wir dieselben Plagioklase und Pyroxene wie im Hauptgestein. Die Plagioklase zeigen auch hier die feine Bänderung; die Klinopyroxene weisen öfters schaligen Bau auf.

In den pegmatitischen Bildungen tritt der Orthopyroxen stärker in den Vordergrund als im normalen Gestein. Die Interpretation einer Röntgenpulveraufnahme eines Orthopyroxens nach der Methode von ZWAAN (1955) ergab folgende Werte:

Kameraradius = 9,00 cm, Fe-K _{α1} -Strahlung = 1,93597 Å						
h	k	l	θ Fe	d (Å)	Δ d (Å)	Δ mm
10	3	1	40,5164	1,4902	0,0153	0,8
0	6	0	41,0257	1,4749		

Somit ist die Zusammensetzung des Orthopyroxens 95 % Enstatit, 5 % Orthoferrosilit.

Ein Klinopyroxen der pegmatitischen Nester wurde analysiert und daraus die chemische Formel berechnet (Tabelle 6).

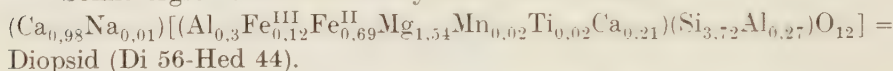
Tabelle 6. *Pyroxen aus pegmatitischer Schlieren des Gabbros von Anzola*

	%				
SiO ₂	50,31	0,8377	1,6754	3,7276	4 (Si, Al)
Al ₂ O ₃	6,59	0,0647	0,1941	0,2723	
Fe ₂ O ₃	2,23	0,0140	0,0420	0,1246	3 B ^{IV}
FeO	11,15	0,1552	0,1552	0,6906	
MgO	14,01	0,3475	0,3475	1,5464	
MnO	0,30	0,0042	0,0042	0,0187	
TiO ₂	0,36	0,0045	0,0090	0,0200	
CaO	15,15	0,2702	0,2702	0,2130	1 (Ca, Na)
Na ₂ O	0,15	0,0024	0,0024	0,0107	
	100,19		2,7000		

Anal. J. SCHILLING.

Kolonne 2 = Mol-Quotient; Kolonne 3 = Anzahl der O-Atome; Kolonne 4 = Anzahl der Metalle.

Somit ergibt sich für den Pyroxen die Formel:



Seine optischen Daten sind: $2V_{\gamma} = 56^{\circ}$, $c/\gamma = 43^{\circ}$, $r > v$,

$$n_{\gamma} = 1,712$$

$$n_{\beta} = 1,691 \text{ (Pleochroismus kaum wahrnehmbar)}$$

$$n_{\alpha} = 1,682$$

$$\Delta = 0,030$$

entsprechend Diopsid mit 22 % Hedenbergit, wobei Al in nicht unwesentlichem Masse Si und Fe^{III} ersetzt und Ca auch mit der Koordinationszahl 6 auftritt, was wohl der Grund für die Verringerung der Lichtbrechung ist.

Hornblende tritt in den pegmatitoiden Bildungen kaum auf.

Ein wichtiger akzessorischer Gemengteil der pegmatitoiden Bildungen ist der Apatit, der stellenweise auch makroskopisch erkennbare, bis 1,5 Zentimeter lange und 0,5 Zentimeter dicke, graublaue Kristalle bilden kann.

Der spätektzonische Gabbrodiorit von Pra del Fico

Erst südlich der Linie Ornavasso-Candoglia setzt dieses Gestein ein. Es tritt nirgends in der gleichen Mächtigkeit auf wie der Gabbro von Anzola, sondern findet sich eher in kleineren Vorkommen, so am Weg

zur Alpe „Faramboda“ oberhalb Ornavasso oder im Tosatal in einem aufgelassenen Steinbruch bei Pra del Fico.

Äusserlich erscheint das massige, dunkelgrüne Gestein sehr dicht und ohne Paralleltextur. Von blossen Auge sind nur grüne Hornblende, weisser Plagioklas und vereinzelt kleine Titanitkriställchen zu erkennen. Die Hornblende bildet kurze, auf frischen Bruchflächen schwarz glänzende Stengel, die in dem gleichmässig körnigen Gestein keine besondere Richtung bevorzugen. Die Korngrösse der Plagioklase und Hornblenden beträgt etwa 1 bis 2 Millimeter. Vereinzelt treten pegmatitische Nester auf, doch sind sie nicht so häufig wie im Gabbro von Anzola. Ihre mineralische Zusammensetzung ist aber derjenigen von Anzola sehr ähnlich. (Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen, Hornblende fehlt.) Gangähnliche Bildungen, die sich aus den pegmatitischen Nestern abzweigen, wurden nie beobachtet.

Die Struktur des Gesteines ist granoblastisch, aber nicht mosaikartig wie in Anzola. Kataklaste fehlt in der Regel auch hier (Fig. 10).

Der Mineralbestand ist aus Kolonne IV der Tabelle 3 ersichtlich.

Die im allgemeinen frischen Plagioklase sind polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt (Deutung der Zwillingsgesetze siehe S. 486f.), dazu tritt noch das Karlsbadergesetz. Stellenweise sind sie stark zersetzt zu einer schmutzfarbenen opaken Masse. Die einzelnen Individuen sind in ihrer Zusammensetzung relativ gleichmässig (45—50 %



Fig. 10. Dünnschliffbild des Gabbrodiorites von Pra del Fico.

H = Hornblende, P = Pyroxen, Ti = Titanit, Plag = Plagioklas

An); mitunter lassen sich aber auch stark zonare Plagioklase oder solche mit auffallend fleckiger Verteilung der Interferenzfarben feststellen. Die Kerne der zonaren oder fleckigen Plagioklase besitzen einen bedeutend höheren Anorthitgehalt (70–85 % An) und zeigen die feine Entmischungsbänderung, die für die Plagioklase des Gabbros von Anzola so charakteristisch ist. Es drängt sich deshalb die Annahme auf, dass der Gabbro von Anzola und der Gabbrodiorit von Pra del Fico der gleichen magmatischen Phase angehören und unter ähnlichen Umweltsbedingungen (hoher Druck, hohe Temperatur) erstarrten.

Die stengelige Hornblende zeigt die folgenden optischen Daten:

$$2V_{\alpha} = 76^{\circ}, c/\gamma = 25^{\circ}, \Delta = 0,020.$$

Pleochroismus: blass grüngelb, blassgrün, olivgrün.

Sie enthält bisweilen Relikte von Pyroxen, dessen Daten sich jedoch nicht genauer bestimmen liessen ($c/\gamma = 43^{\circ}$, $2V = -$). Wir stossen somit mehrfach auf die Erscheinung, dass sich die Bildungsbedingungen während der Erstarrung der Gesteine mehrfach änderten. Damit in Einklang steht auch, dass manche Hornblendekristalle während des Wachstums abbrachen und in veränderter Richtung weiterwuchsen.

Ilmenit tritt in drei verschiedenen Ausbildungen auf: als selbständige Erzkörner; als Einschluss in Titanit, der ein wichtiger akzessorischer Gemengteil ist, und in Form kleiner, viereckiger Blättchen, die der Hornblende eingelagert sind.

Als weiterer akzessorischer Gemengteil tritt auch Apatit auf.

Stets vorhanden, allerdings nur in kleiner Menge, ist Orthopyroxen. Wie im Gabbro von Anzola reichert er sich aber in den pegmatitischen Nestern an. Seine optischen Daten sind: $2V_{\gamma} = 73^{\circ}$, $\Delta = 0,008$; somit ist er ein Enstatit mit 5 % Orthoferrosilit.

Die röntgenographische Untersuchung nach der Methode von ZWAAN (1955) ergab folgende Werte:

$$\text{Kameraradius} = 9,00 \text{ cm, Fe-K}_{\alpha_1}\text{-Strahlung} = 1,93597$$

Δ 060	Δ 2131 v. Quarz	Δ $\begin{pmatrix} 20\bar{2}3 \\ 3031 \end{pmatrix}$ v. Quarz
1031 d. Orthopyroxens	060 d. Orthopyroxens	1131 d. Orthopyroxens
0,81 mm	3,8 mm	1,11 mm

Nach den Werten ergibt sich für den Orthopyroxen die Zusammensetzung 97 % Enstatit und 3 % Orthoferrosilit, wobei Si teilweise durch Al (Atomverhältnis 0,03) und Mg durch Ca (Atomverhältnis 0,05) ersetzt wurden. Beide Atomverhältniszahlen beziehen sich auf sechs Sauerstoffatome in der Formeleinheit.

Analog dem Gabbro von Anzola fehlt die Hornblende auch in den pegmatitoiden Nestern des Gabbrodiorites von Pra del Fico.

Die Entstehung der pegmatitischen Ausbildung dieser Gesteine lässt sich folgendermassen vorstellen:

Während der Verfaltung und des Zusammenstaues des hochviskosen Kristallbreies konnten sich die noch mobileren Lösungen auf Bahnen grösserer Beweglichkeit sammeln. Durch den herrschenden grossen Druck

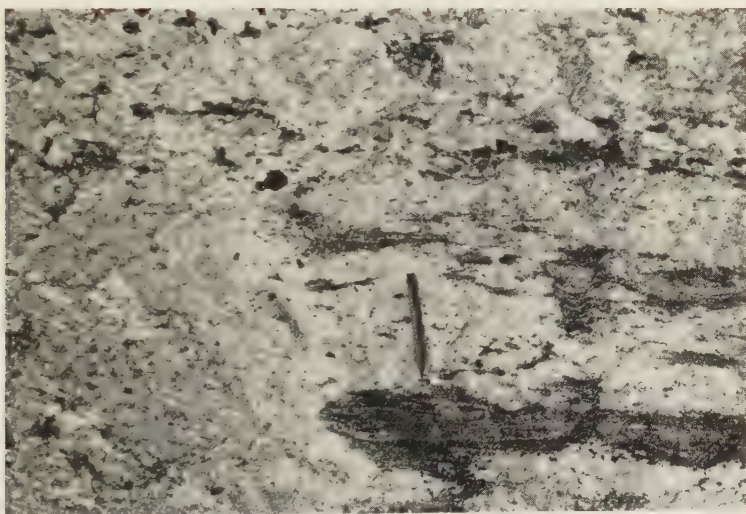


Fig. 11. Pyroxen-Plagioklaspegmatit aus dem Gabbro Typ Anzola. Im unteren Bildabschnitt finden sich noch die Schollen des Hauptgesteins, die gegen die obere Bildhälfte zunehmend aufgelöst werden. Der obere Bildabschnitt zeigt den typischen Plagioklaspegmatit (\pm Pyroxen), wie er in den pegmatitoiden Nestern von Anzola und Pra del Fico auftritt.

wurden sie auch durch die schon nahezu ganz erstarrten Gesteinspartien gepresst und rissen hierbei auch einzelne Gesteinsstücke mit, die aufgelöst wurden und nach Einstellung eines neuen Gleichgewichtes in einer Sammelkristallisation erstarrten. Diese Lösungen konnten sich also durchaus wie echte magmatische Nachschübe verhalten, trotzdem sie gleichzeitig mit dem Hauptgestein und sogar aus diesem entstanden. Fig. 11 lässt diesen Vorgang deutlich erkennen.

Die chemische Analyse des Gabbrodiorites von Pra del Fico ist in Tabelle 7 aufgeführt. Sie ist bisher nicht publiziert.

Tabelle 7

SiO ₂	50,42	si	120		
Al ₂ O ₃	15,72	al	22,0		
Fe ₂ O ₃	2,07	fm	45,9		
FeO	7,92	c	23,8		
MgO	7,39	alk	8,3	π	0,45
MnO	0,16	k	0,05	γ	0,18
CaO	9,38	mg	0,57		
Na ₂ O	3,41	c/fm	0,52		
K ₂ O	0,28	Q	29,8		
TiO ₂	1,28	L	36,0		
H ₂ O+	1,96	M	34,2		
99,99					

Gabbrodiorit von Pra del Fico. Anal. Dr. HÜGI (26).

Der Übergang vom syntektonischen zum posttektonischen Plutonismus

Den Übergang zwischen diesen beiden Intrusionsphasen vermitteln basische Ganggesteine, deren Eindringen zeitlich vom ausklingenden syntektonischen Plutonismus bis zum Beginn der pegmatitisch-aplitischen Intrusionen einzureihen ist. Es lassen sich demnach mehrere Generationen dieser basischen Gänge unterscheiden, nämlich solche, die kon-



Fig. 12. Zwei Generationen basischer Gänge aus dem Marmor von Candoglia. Mächtigkeit der Gänge etwa 8 cm.

kordant mit dem Nebengestein verfaltet sind, und solche, welche das Nebengestein und die ältere Generation diskordant durchschlagen (Fig. 12 und 13). Bezeichnend ist, dass die basischen Gänge nie echte Pegmatite durchschlagen, sondern immer älter als diese sind (Fig. 14) (vgl. NOVARESE, 1931).



Fig. 13. Diskordanter basischer Gang in Glimmerschiefer oberhalb „La Guardia“ bei Ornavasso. Die Glimmerschiefer fallen steil gegen den Beschauer.

Makroskopisch lassen die dunkelgrünen bis schwarzen, sehr dichten Gesteine kaum verschiedene Gemengteile erkennen. Erst unter dem Mikroskop zeigt sich der einfache Mineralbestand: Hornblende 58 %, Plagioklas 37,8 %, Erz 2,9 %, Quarz 1,3 %; wichtige akzessorische Gemengteile sind Apatit und Titanit. (Die Pointcounterauszählung gibt den Mineralbestand des Malchites von „La Guardia“ an.)

Vorherrschender Gemengteil ist eine grüne Hornblende, die jedoch randlich öfters ausgebleicht ist. Ihre optischen Daten sind: $2V_{\alpha} = 72^{\circ}$, 84° und 70° ; $c/\gamma = 24^{\circ}$; $\Delta = 0,027$ im Kern, in der ausgebleichten Randpartie 0,017.

Der Plagioklas ist in der Regel recht basisch (60 % An), doch kommt auch ein saurerer Plagioklas (40 % An) vor. Er ist nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Akzessorische Gemengteile sind Quarz, Ilmenit, Pyrit, Titanit und Apatit.

Nach ihrem Mineralbestand und der Basizität der Plagioklase ge-



Fig. 14. Ein zum Nebengestein konkordanter basischer Gang wird von einem Pegmatit diskordant durchschlagen. Breite des Ganges etwa 20 cm. „Bara“ bei Ornavasso.

hören die basischen Gänge zur Ivreazone. Biotit wurde nie beobachtet, doch erwähnen ihn BURRI und DE QUERVAIN (1934) und PREISWERK (1906) als weiteren Gemengteil von Gängen bei Brissago, beziehungsweise von Mergozzo. BURRI und DE QUERVAIN stellten die Gänge von Brissago zur Ivreazone, da die jungen Gänge des Malcantone bedeutend alkalibetonter sind, während PREISWERK die Möglichkeit, die basischen Gänge von Mergozzo der Ivreazone oder der Ganggefolgschaft des Granites vom Mont Orfano zuzuordnen, offen liess.

In Tabelle 8 ist die Analyse eines — allerdings endogen veränderten — basischen Ganges aus dem Areal des Marmorbruches von Candoglia angeführt.

Tabelle 8

SiO ₂	41,30	si	84
Al ₂ O ₃	13,97	al	16,8
Fe ₂ O ₃	9,55	fm	44,4
FeO	6,38	c	30,5
MgO	5,89	alk	8,2
MnO	0,56	k	0,15
CaO	13,97	mg	0,40
Na ₂ O	3,55	c/fm	0,68
K ₂ O	0,96	Q	16,5
TiO ₂	1,84	L	36,1
H ₂ O +	1,07	M	47,4
H ₂ O -	0,15		
P ₂ O ₅	0,03		
CO ₂	0,71		
S	0,32		
	100,25		

Basischer Gang aus dem Marmor von Candoglia (35). Anal. H. SPATZ (Bern).

c) Die Gesteine des im wesentlichen posttektonischen, sauren Plutonismus

In dieser Gruppe finden wir die Pegmatite und Aplite der südlichen Kinzigitzone und der nördlichen Stronazone, die Granodiorite der Stronazone und die Granite, die sich vom Lago Maggiore bis Biella hinziehen.

DIE PEGMATITE

Die ersten Anzeichen der Tätigkeit eines sauren Magmas finden wir im südlichen Tosatal etwa von Nibbio an. Hier setzen echte, teilweise sehr mächtige Pegmatite ein, die sowohl Ortho- als auch Paragesteine durchbrechen. Die Pegmatite nehmen an Häufigkeit gegen Süden zu, bis sie mit dem ersten Auftreten der granodioritischen Intrusionen genau so plötzlich wieder aussetzen.

Wirtschaftliche Bedeutung erlangten die Pegmatite bei Candoglia, wo sie zur Feldspatgewinnung abgebaut wurden.

Die scharfe Begrenzung gegen Norden und das Aussetzen mit dem Auftreten saurer Eruptivgesteine im Süden macht es wahrscheinlich, dass die Pegmatite in die Hülle des Granitmassivs von Baveno gehören.

Diese Pegmatite verhalten sich im Gegensatz zu den pegmatitoiden Bildungen des syntektonischen Plutonismus geologisch selbständig, d. h. sie sind nie an ein bestimmtes Gestein gebunden.

Äusserlich erscheinen die Pegmatite massig und dicht. Sie setzen sich zusammen aus Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Biotit, Muskowit,

Hornblende, Turmalin, Granat und Apatit. Allerdings ist die Verteilung der einzelnen Komponenten nicht regelmässig, vielmehr sind die dunklen Gemengteile örtlich angereichert; Turmalin und Muskowit kommen aber nie zusammen mit Hornblende vor.

Der Turmalin- und Granatgehalt ist von untergeordneter Bedeutung, dagegen kann die Hornblende stellenweise Hauptgemengteil werden (Fig. 15).



Fig. 15. Hornblendepegmatit von „Bara“ bei Ornavasso.

Die Turmalin-Muskowitpegmatite weisen, abgesehen von ihrem Mineralbestand, einen bedeutenden Unterschied zu den Hornblendepegmatiten auf, wie ein einfacher Versuch zeigt: Die Plagioklase beider Pegmatittypen, obwohl in ihrem Chemismus gleich, zeigen bei plötzlichem Erhitzen in der Dunkelkammer ein gänzlich verschiedenes Verhalten.

Die Plagioklase der Turmalin-Muskowitpegmatite zeichnen sich durch einen starken, lange nachleuchtenden Thermolumineszenzeffekt aus, während dieser bei den Hornblendepegmatiten vollständig fehlt.

Dieses Verhalten lässt sich nun aus dem geologischen Vorkommen und den damit zusammenhängenden äusseren Einflüssen, die auf die Pegmatite nach ihrem Eindringen einwirkten, erklären.

Streicht ein Pegmatit durch einen Gabbro und beispielsweise einen Glimmerschiefer, so tritt die Hornblende nur im Bereich des Gabbros auf. Im Pegmatitanteil, der den Glimmerschiefer durchschlägt, fehlt sie vollständig. An ihrer Stelle kann hier Turmalin auftreten. Entsprechend dem oben Gesagten zeigt der Plagioklas dieses Pegmatites im Bereich des durchschlagenen Gabbros die Thermolumineszenz nicht, während sie im turmalinführenden Gesteinsanteil, der den Glimmerschiefer durchschlägt, deutlich feststellbar ist.

Es drängt sich nun die Annahme auf, dass die Hornblende ein durch Stoffaufnahme entstandener, sekundärer Bestandteil des Pegmatites ist. Eine Stoffaufnahme in den hier feststellbaren Ausmassen setzt jedoch voraus, dass sich der durchbrochene Gabbro noch in hochtemperiertem, relativ mobilem Zustand befand, der zwar nicht mehr die geologische Selbständigkeit, aber doch den Stoffhaushalt des Pegmatites beeinflussen konnte.

Der Pegmatit wurde beim Eindringen in den noch heissen Gabbro über den pneumatolytischen Bereich hinaus aufgewärmt und nahm hierbei auch mobile Lösungen des Gabbros auf. Die leichtflüchtigen Bestandteile der Lösungen wurden in die ausserhalb des Gabbros liegenden, kühleren Bereiche des Pegmatites abgedrängt. Infolge der langsameren Abkühlungsgeschwindigkeit des den Gabbro durchschlagenden Pegmatitanteils konnten die Plagioklase ihre Fehlstellen besser auffüllen, als dies in der kühleren, ausserhalb des Gabbros liegenden Pegmatitpartie möglich war.

Nicht alle Pegmatite, die Gabbros durchschlagen, führen Hornblende. Dadurch wird die Annahme erhärtet, dass die Intrusion der gabbroiden Gesteine der Ivreazone nicht gleichzeitig stattfand, sondern sich über einen langen Zeitraum erstreckte, der es erlaubte, dass Gesteine der gleichen Intrusionsphase nebeneinander in mehr oder weniger starrem oder noch mobilem Zustand vorlagen (vgl. hierzu WALTER, 1950).

Ebenso lässt sich hieraus das Alter der pegmatitischen Injektionen herleiten. Die Pegmatite drangen in das Nebengestein ein, als die jüngsten Gabbros des synorogenen Plutonismus noch in Erstarrung begriffen waren. Zwischen synorogenem und postorogenem Plutonismus bestand demnach kein grosser zeitlicher Hiatus. Der bei der Injektion der Pegmatite noch wirksame, allerdings ausklingende Stress zeigt deshalb noch seinen Einfluss auf die strukturellen Eigenschaften der Pegmatite.

Mineralogisch wurden die Pegmatite schon eingehend von PAGLIANI und MILANI (1952) beschrieben, deren Ergebnisse hier neben einigen Ergänzungen kurz wiedergegeben werden.

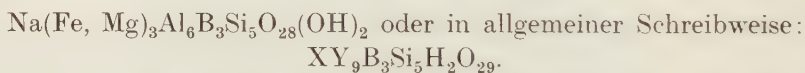
Die Plagioklase treten in grobkristalliner Ausbildung auf. Vorherrschend ist ein Anorthitgehalt von 10 bis 30 %, selten auch bis 40 %.

Der Kalifeldspat, zumeist Mikroklin, tritt nur in den Zwickeln zwischen grösseren Gemengteilen, als Antiperthit und als Kittmaterial rissiger Plagioklase oder Turmaline auf. Die Zwillingslamellen der Plagioklase, sie sind nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt, sind öfters gebogen oder zerbrochen und nachträglich von Mikroklin oder Quarz gekittet.

Der Quarz zeigt in grösseren Partien auch die Wirkung mechanischer Beanspruchung, wie undulöse Auslöschung oder vollständige Zertrümmerung.

Grosse Blättchenaggregate von Muskowit und Biotit mit einem Durchmesser bis 5 cm sind keine Seltenheit. Stellenweise ist der Biotit ausgebleicht und wird dann leicht mit Muskowit verwechselt. Hierdurch erklärt sich der grosse Fe-Gehalt mancher Muskowite, den sich PAGLIANI und MILANI nicht erklären konnten (Fig. 16).

Turmalin tritt in den Pegmatiten örtlich stark hervor. Die schwarzen Kristalle zeigen prismatischen Bau, Längsstreifung und können eine beachtliche Grösse erreichen (4 bis 5 cm Dicke). Grosse Individuen sind oft gekrümmt oder gebrochen und wieder von Quarz oder Feldspat gekittet. Die optischen Daten sind: $n_{\omega} = 1,646$ (grün), $n_{\epsilon} = 1,626$ (rosarot). PAGLIANI und MILANI errechneten aus der chemischen Analyse eines Turmalins aus einem Pegmatit von Candoglia folgende Formel:



Die intensiv olivgrün gefärbte, aber nur schwach pleochroitische Hornblende eines Hornblendepegmatites von Bettola zeigte $2V_{\alpha} = 72^{\circ}$; $c/\gamma = 24^{\circ}$; $\Delta = 0,025$. Leider sind die Hornblenden der Pegmatite meist stark angewittert, so dass eine genauere Bestimmung unmöglich wurde.

Apatit ist der am gleichmässigsten über alle Pegmatite verteilte Gemengteil (ausser Quarz und Feldspat). Er findet sich in Form kleiner, langgestreckter, grünlicher Kristalle, sowohl in Turmalin- wie auch in Hornblendepegmatiten.

Granat findet man nur vereinzelt als hyazinthfarbige Kriställchen. Kristalle mit 4 cm Durchmesser treten bisweilen auf; die am weitesten verbreitete Korngrösse ist jedoch um 0,5 cm. Die grösseren Kristalle sind stark angewittert, auch wenn sie ganz in Feldspat eingewachsen waren. Nach der chemischen Analyse (PAGLIANI und MILANI) und der Dichte ($D = 4,13$) gehört der Granat zur Mischreihe Almandin-Spessartin.



Fig. 16. Randlich ausgebleichter Biotit.

(Bi = Biotit, Musk = Muskowit.) Glimmerpegmatit von „Bara“ bei Ornavasso. Natürliche Grösse.

DER GRANODIORIT

Allgemeines: Nach NOVARESE (1931) beginnt die Stronazone dort, wo die Glimmerschiefer der südlichen Ivreazone von Quarz-Biotitdioriten intrudiert werden. Ihr Alter nimmt NOVARESE als präkarbonisch an, da sie stellenweise von Apophysen der Granite vom Lago Maggiore durchfahren werden.

ARTINI und MELZI (1900) erwähnen am Kontakt der Stronazone mit den Graniten zwischen Toce und Sesia Quarzdiorite, die nach ihnen möglicherweise zum Granit gehören.

Auch HUTTENLOCHER (1950) weist in seinem Exkursionsführer auf die mit dem Granit von Baveno eventuell in Zusammenhang stehenden Quarzdiorite hin.

Die quantitative mineralogische Untersuchung dieser Gesteine ergab, dass die „Quarzdiiorite“ einen bedeutenden Kalifeldspatgehalt besitzen. Sie werden deshalb in dieser Arbeit — entsprechend der Klassifikation von P. NIGGLI (1931) — als Granodiorite bezeichnet.

In der geologischen Karte von Italien, Blatt Varallo, 1:100 000, ist wohl die Stronazone, in der die Granodiorite auftreten, von der Ivreazone abgetrennt; sie wurden jedoch nirgends separat kartiert. Eine Begehung in der unteren Val d'Ossola und ihren Nachbartälern (Val Grande und Stronatal) zeigte nun, dass die Granodiorite in grösserer Entfernung (im Tosatal 1,5 km) von den Graniten aussetzen. Der Auffassung ARTINIS und MELZIS (1900) und HUTTENLOCHERS (1950), wonach die Granodiorite zu dem Granitzug zwischen Toce und Sesia gehören, kommt deshalb grosse Wahrscheinlichkeit zu.

Auf der Ostseite des Tosatales, bei der Kapelle St. Andrea südlich von Candoglia, setzen die Granodiorite mit einem deutlichen migmatischen Kontakt ein. Allerdings ist die Mächtigkeit der Intrusionen nirgends sehr gross. Die Glimmerschiefer der Kinzigitserie lassen sich deshalb mit einigen Unterbrechungen durch die Granodiorite bis zum Kontakt mit den Graniten verfolgen.

Auch auf der Westseite des Tosatales, zwischen Pra del Fico und Camponi südlich von Ornavasso, zeigt sich das gleiche Bild: Die feldspatarmen Glimmerschiefer zeigen in zunehmendem Masse etwa 0,3 cm grosse Feldspatporphyroblasten, die sich auf einzelnen, bis einige Dezimeter mächtigen Lagen anreichern können. Die feldspatreichen Lagen enthalten oft unscharf begrenzte, bis 20 cm grosse „Schollen“ weniger feldspatreichen Gesteins. Dadurch wird der Anschein erweckt, als hätten die Granodiorite bei ihrer Intrusion Schollen des Glimmerschiefers aufgenommen, was jedoch meistens nicht der Fall ist. Es handelt sich hier zumeist um weniger feldspatreiche Partien, die den Zusammenhang mit den Glimmerschiefern nie verloren, wie anhand der konstanten Streichrichtung der Schieferung in diesen „Schollen“ festgestellt werden kann.

Stellenweise werden die Glimmerschiefer auch von (mehrere Zentimeter bis einige Meter mächtigen) Granodioritgängen aufgeblättert, beziehungsweise diskordant durchbrochen. An diesen Stellen führt der Granodiorit echte, scharf begrenzte und beliebig orientierte Xenolithe aus Nebengesteinsmaterial (vgl. Fig. 27 b).

Der Granodiorit von Camponi

In einem kleinen, aufgelassenen Steinbruch bei Camponi steht das Gestein in sehr schöner Ausbildung an. Die geringe Mächtigkeit des Vorkommens und die trotz des hohen Biotitgehaltes schlechte Spaltbarkeit des Gesteins sind wohl der Grund, dass der Abbau wieder aufgegeben wurde. Etwa 2 Meter über der Sohle in der rechten oberen Wand des Bruches (er ist nur etwa 3 Meter hoch) wird der Granodiorit von einem

feinkörnigen Granitgang, es ist wohl eine Apophyse des Granites von Pedemonte, durchbrochen.

Makroskopisch lässt das Gestein Biotit, Quarz und Feldspat, vereinzelt auch Granat, erkennen. Die Grösse der einzelnen Gemengteile ist 2 bis 3 mm. Die Glimmer sind auf undeutlich abgegrenzten, der Schieferungsrichtung parallelen Lagen angeordnet; sie bilden aber selten zu-

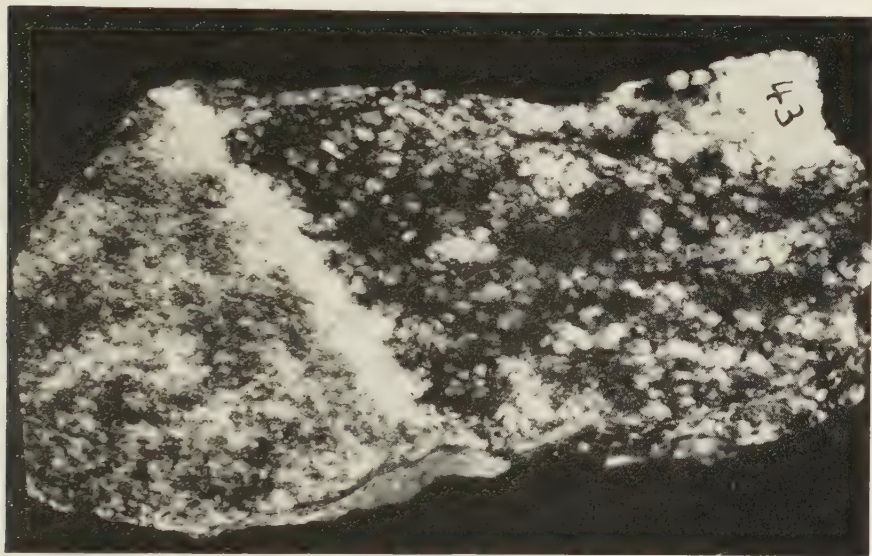


Fig. 17. Granodiorit von Camponi (dunkles Gestein) im Kontakt mit einer Apophyse des Granites von Pedemonte. Die Paralleltexur setzt durch beide Gesteine hindurch. (Aufnahme eines Anschliffes, natürliche Grösse.)

sammenhängende Biotithäute. Die weissen Feldspäte zeigen rundliche bis elliptische Konturen und sind bisweilen in wenige Bruchstücke zerlegt. Die feldspatreicheren Lagen (sie sind nur wenige Millimeter mächtig) grenzen mit zerschlitzten Umrissen an die biotitreichen Lagen, so dass die Separierung von hellen und dunklen Gemengteilen nicht sehr deutlich zum Ausdruck kommt. Oft besitzt das Gestein einen beträchtlichen Granatgehalt; die Granate sind aber nie gleichmässig über das Gestein verteilt, sondern sind stets auf einzelnen Lagen angereichert.

Das Gestein zeigt eine ausgeprägte Paralleltexur, die durch die der allgemeinen Streichrichtung parallel angeordneten Biotite hervorgerufen wird. Die Paralleltexur setzt sich auch am Kontakt des Granodiorites mit Granit in diesem fort, dürfte demnach erst nach der Erstarrung beider

Gesteine entstanden sein. Diese Erscheinung wurde auch von ARTINI und MELZI im Sesiatal festgestellt.

Die normale Ausbildung des Granodiorites besteht aus 42,8 % Plagioklas, 12,6 % Kalifeldspat, 24,4 % Biotit, 16,3 % Quarz, 2,3 % Muskowit, 1,6 % Granat. Akzessorische Gemengteile sind Apatit und Zirkon.

Die granatreiche Partie des Granodiorites zeigt folgenden Modalbestand: 20,3 % Plagioklas, 5,4 % Kalifeldspat, 28,3 % Biotit, 16,7 % Quarz, 0,9 % Muskowit, 28,0 % Granat, 0,2 % Apatit, 0,2 % Zirkon.

Die Plagioklase sind nach Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz verzwillingt (die Bedeutung der Zwillingsgesetze für die Genese des Gesteins wird auf Seite 486 f diskutiert). Die chemische Zusammensetzung der Plagioklase wurde mit 28 % An, 27 % An, 30 % An, 31 % An, vereinzelt auch 20 % An und 25 % An, bestimmt.

Die Kalifeldspäte sind nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und zeigen oft Anwachsstreifung. Vereinzelt zeigen sie auch Mikroklingsitterung.

Biotit findet sich in einer grünen und einer braunen Varietät; allerdings tritt der grüne gegenüber dem braunen Biotit stark zurück. Eine Altersbeziehung zwischen beiden Varietäten konnte nicht festgestellt werden, da nirgends eine Verwachsung festgestellt werden konnte. Es ist jedoch zu vermuten, dass die grüne Varietät einen leicht chloritierten Biotit darstellt.

Quarz tritt als feines Zerreibsel und in grösseren, undulös auslöschenden Partien auf.

Wichtige Akzessorien sind Apatit, Zirkon (mit pleochroitischen Höfen in Biotite eingewachsen) und Granat. Dieser wird jedoch lagenweise Hauptgemengteil.

Die Struktur des Gesteines weist stets auf eine mechanische Beanspruchung nach der Erstarrung hin. Vor allem wurde der Quarz zertrümmert, stellenweise sind jedoch auch die Zwillingsslamellen der Plagioklase gebogen oder sogar zerbrochen. Eine nachträgliche Rekristallisation fand nicht statt (Fig. 18).

Das Gestein unterscheidet sich von den Graniten vor allem durch seinen grossen Biotitgehalt. Dieser kann jedoch lokal zurücktreten; das Gestein zeigt dann durchaus granitisches Aussehen. Auch die Plagioklase der Granite sind in ihrer chemischen Zusammensetzung kaum von denen des Granites verschieden. Man könnte deshalb den Granodiorit als die resorptionsreiche frühe Phase der Granitintrusion ansehen. Der örtlich hohe Granatgehalt weist ebenfalls auf die hybride Natur des Granodiorites hin.



Fig. 18. Dünnschliffbild des Granodiorites von Camponi. Der Schnitt des Schliffes liegt parallel zur Schieferungsebene.

Or = Orthoklas, Plag = Plagioklas, Q = Quarz, Bi = Biotit, Gr = Granat.

Wie mir Herr Professor WENK, Basel, liebenswürdigerweise mitteilte, wurden im Sottoceneri noch nie solche Gesteine festgestellt. Sie unterscheiden sich auch vom Cenerigneis, der von BÄCHLIN (1937) von der Val Grande, nördlich Pallanza, beschrieben wurde, durch den grossen Granatgehalt und die Struktur. Die Plagioklase der Granodiorite erinnerten in Grösse und Frische an diejenigen der Tonalite, ohne dass damit eine Aussage über die Zugehörigkeit des Gesteines gemacht wäre.

Diese freundliche Mitteilung verdanke ich hiermit bestens.

DIE GRANITE UND APLITGRANITE

Allgemeines

Die Granite zwischen Toce und Sesia wurden schon eingehend von anderer Seite beschrieben, so dass hier nur auf solche Eigenschaften eingegangen werden soll, die die Verhältnisse, die bei der Intrusion geherrscht haben mögen, besonders charakterisieren.

Die Granite des Lago Maggiore ziehen sich in nahezu geschlossenem Zuge von Baveno bis Biella hin. Vereinzelte, aber hierzu gehörige Vorkommen finden sich bei Mergozzo-San Rocco, am Mont Orfano, bei Pedemonte und bei Quarna.

Die Granite der isolierten Vorkommen und diejenigen zwischen Ortasee und Biella unterscheiden sich von dem roten Granit von Baveno durch ihre weisse Farbe. Die Granite von Baveno sind sehr kavernös und führen seltene, oft beschriebene Drusenminerale. Die Porosität und die Drusenminerale fehlen den weissen Graniten jedoch fast vollständig.

Der Granit von Pedemonte

In den tieferen Lagen der Westflanke des Tosatales, zwischen Campi (südlich von Ornavasso) und Pedemonte, steht der Granit von Pedemonte an. Vom Granit des Mt. Orfano ist er nur durch den Taleinschnitt der Tosa getrennt; unter dem Schutt des Tales hängen wohl beide Vorkommen miteinander zusammen.

Am Kontakt zum Nebengestein ist der Granit sehr feinkörnig und besitzt eine deutliche Paralleltexur. Im zentralen Teil dagegen sind die Gemengteile grob- bis mittelkörnig; es bestehen vom Zentrum des Granites bis zur Randzone jedoch alle Übergänge, d. h. vom Rand gegen den Kern des Granites nimmt die Korngrösse der Gemengteile allmählich zu, unter gleichzeitiger Abnahme der Einregelung der Gemengteile. Die Nebengesteine werden vom Granit diskordant intrudiert. Die Paralleltexur des Granites wird vom Kontakt diskordant abgeschnitten, da sie nicht dem Kontaktumriss, sondern der Schieferungsrichtung im Nebengestein parallel verläuft. Sie ist demnach erst nach der Erstarrung des Granites entstanden. Diese Eigenschaft erscheint uns besonders wichtig, da ja das Hauptargument der Befürworter eines jungen Alters dieser Granite das Fehlen einer Paralleltexur ist.

Der Mineralbestand des Granites von Pedemonte ist aus der Tabelle 9 ersichtlich.

Tabelle 9

	a	b
Plagioklas	29,6	17,4
Kalifeldspat	39,0	22,3
Biotit	6,0	3,5
Quarz	25,0	46,7
Muskowit	0,2	10,1

Kolonne a: grobkörnige Ausbildung des Granites, b: feinkörniger Granit der Randzone.

Wichtige Akzessorien sind Apatit, Zirkon und in der feinkörnigen Randzone auch Granat.

Zum Biotit, als hauptsächlichem Glimmer des zentralen Gesteinsanteils, tritt in der Randzone Muskowit hinzu.

Die Plagioklase weisen in beiden Gesteinspartien etwa den gleichen Chemismus auf (20 bis 25 % An), in der Randzone tritt dazu jedoch noch ein Plagioklas, der mit 5 bis 8 % An etwas saurer ist.

Die Abnahme der Korngrösse gegen den Kontakt und das Auftreten von Muskowit und saurem Plagioklas (Zunahme der gebundenen Kiesel-

säure) weisen darauf hin, dass diese Gesteinspartie rascher als der übrige Gesteinskörper abgekühlt wurde.

Aus der Randzone zweigen „Aplite“ ab, die das Nebengestein, aber nie den Granit selbst durchbrechen. Auch die Gesteine dieser Gänge besitzen eine gerichtete Textur, die derjenigen des Nebengesteines parallel verläuft. Diese „Aplite“ stellen wohl Apophysen des Granites dar; sie sind also nicht zu verwechseln mit echten Apliten, die auch den Granit als seine Abspaltungsprodukte durchbrechen.

Diese Eigenschaften, ungerichtete Textur im Kern, Paralleltextrur in der Randzone und in den Apophysen, lassen erkennen, dass die Intrusion der Granite noch unter Stress stattfand, der jedoch während der Erstarrung abklang. Die schneller abgekühlten Gesteinsanteile, Apophysen und die Randpartie, zeigen deshalb noch die Paralleltextrur, während der langsamer erstarrende Kern infolge seiner länger anhaltenden Mobilität keine äusserlich sichtbare Veränderung mehr erlitt.

Allerdings könnte die Entstehung der Paralleltextrur in der Randpartie und ihr Fehlen im Kern auch so erklärt werden, dass der ganze Granitkörper nach seiner vollständigen Erstarrung eine mechanische Deformation erlitt, die zwar die Gemengteile der Randzone einregelte, die Kernpartie des Granites (der als starrer Block wirkte) jedoch mehr oder weniger ungestört liess. NOVARESE (1933) weist jedoch darauf hin, dass auch äusserlich ungestört erscheinende Granite (wie beispielsweise der Granit des Monte Mottarone) mikroskopisch eine wenn auch geringe gerichtete Textur erkennen liessen.

Der Granit von San Rocco

Bei San Rocco, einem Ortsteil von Mergozzo, steht ein Granit an, der sich äusserlich vom Granit des Mt. Orfano nur durch seine gneisige Beschaffenheit unterscheidet. Sein geologisches Auftreten lässt vermuten, dass er die gneisige Randfazies des Granites vom Mt. Orfano oder dessen Apophyse darstellt.

HUTTENLOCHER (1950) beschreibt den Granit von San Rocco als gneisige, rein kataklastische Randpartie des Mont-Orfanogranites.

Auf der geologischen Karte von Italien 1:100 000, Blatt Varallo, ist der Granitgneis separat kartiert unter der Bezeichnung „gneiss molto biotici a grossi elementi“. Diese Bezeichnung ist etwas irreführend, da der Granitgneis von San Rocco ein sehr helles Gestein ist. Auch finden sich unter dieser Bezeichnung völlig andersgeartete Gesteine angegeben, wie beispielsweise der Cenerigneis der Ponte Casletto (vgl. BÄCHLIN, 1937) und ein pegmatitisch ausgebildeter Plagioklas-Biotitgneis bei Sta. Maria.

Makroskopisch lässt das Gestein Biotit, Quarz und Feldspat erkennen. Die weissen Feldspäte und grauer Quarz sind auf Zeilen angeordnet, die gegeneinander durch Biotithäute abgegrenzt sind. Bei flüchtiger Betrachtung zeigt das Gestein ein grobes Korn (bis 0,5 Zentimeter), das durch den Abstand der Biotithäute vorgetäuscht wird. In Wirklichkeit ist die Korngrösse bedeutend kleiner: für die Feldspäte liegt die obere Grenze etwa bei 2,5 mm, während der Quarz zumeist kleiner oder sogar völlig granuliert ist.

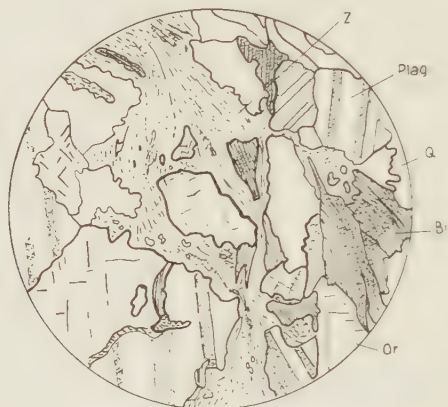


Fig. 19. Dünnschliffbild des Granites von San Rocco.

Or = Orthoklas, Plag = Plagioklas, Q = Quarz, Bi = Biotit, Z = Zwischenmasse, bestehend aus feinklastischem Quarz und feinen Biotitschüppchen.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine starke mechanische Beanspruchung. Grosse, gebogene und zerbrochene Feldspat- und Quarzkörner und zusammengestauchte, gebogene Biotit- und Muskowitfetzen werden von einer feinklastischen Grundmasse aus Quarz und leicht chloritisiertem Biotit umflossen (Fig. 19). An der Grenze zwischen Feldspat und grösseren Quarzkörnern schneift die Auslöschung des Quarzes um die Feldspatkörner, was den Eindruck erweckt, als sei der Quarz gebogen.

Das Gestein besteht aus 20,2 % Plagioklas, 37,6 % Kalifeldspat, 7,6 % Biotit, 34,2 % Quarz, 0,4 % Muskowit: wichtige Akzessorien sind Apatit und Zirkon.

Die Plagioklase sind nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz verzwillingt. Die Untersuchung auf dem Universaldrehtisch ergab einen Anorthitgehalt von 21 % An. Kleine, leistenförmige Plagioklase finden sich auch parallel (010) im Orthoklas orientiert.

Der Orthoklas ist nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt; vereinzelt tritt auch Mikroklin auf. Beide zeigen perthitische Entmischung.

Der Biotit beteiligt sich in Form kleiner Fetzen zusammen mit Quarz am Aufbau der klastischen Zwischenmasse und ist hier leicht chloritisiert. Daneben tritt er aber auch unzersetzt zusammen mit Muskowit in grossen, zerschlitzten Fetzen auf.

Gegenseitige Beziehungen der Eruptivgesteine, Kontakterscheinungen, Alter der Intrusionen und der Orogenese

Mit der Zuordnung der Eruptivgesteine zu prätektonischem, syn-tektonischem und posttektonischem Plutonismus wurde schon versucht, ihr relatives Alter festzulegen. Zur Klärung des Verhältnisses zwischen ultrabasischen und basischen Gesteinen konnten nur strukturelle und textuelle Eigenschaften herangezogen werden, da Kontakte in der unteren Val d'Ossola nicht aufgeschlossen sind. Auch WALTER (1950) fand keine eindeutigen Beziehungen zwischen den Gesteinen des Peridotitstockes von Finero und dem basischen Hauptgesteinszug, da diese durch Ruschelzonen getrennt sind, die Diskordanzen verwischen.

Die Stellung der posttektonischen Gesteine gegenüber den syntektonischen ist jedoch durch Aufschlüsse belegt. Der Granodiorit von Camponi und der Granit von Pedemonte dringen diskordant in die steilgestellten Gesteine der Ivrea- und Stronazone ein; sie sind also sicher posttektonisch (Fig. 27a und b). Sie kommen dabei in direkten Kontakt mit dem Gabbrodiorit von Pra del Fico (Schollen des Gabbrodiorites im Granit, Fig. 21), der zwar keine tiefgreifende Kontaktmetamorphose erlitt, jedoch am Kontakt „granitischen“ Plagioklas (25, 28, 29 % An) und Biotit zeigt. Dabei ist bezeichnend, dass nur die sauren Plagioklase nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt sind, während diese des Wirtgesteins in Kontaktnähe Albit- und Periklinzwillinge sind. Erst in kontaktferneren Partien des Gabbrodiorites zeigen sie wieder das Karlsbadergesetz.

Die Arbeit von GORAI (1951) gestattet diese Erscheinung zu deuten. Nach GORAI sind die Plagioklase metamorpher Gesteine praktisch nur nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt.

In nichtmetamorphen Eruptivgesteinen treten dazu noch seltenere Gesetze wie das Karlsbader- und Bavenoergesetz. Die einzelnen Zwillingesetzgruppen, C-Zwillinge (Karlsbad, Baveno, Ala), A-Zwillinge (Albit und Periklin) und U = unverzwillingter Plagioklas stehen zueinander in einem bestimmten, gesteinstypischen Mengenverhältnis.

Die Anwendung GORAI'S Methode auf die Eruptivgesteine der Ivrea- und Stronazone (Fig. 20) ergab, dass nur das jüngste Glied der syntektonischen Intrusionsphase, der Gabbrodiorit von Pra del Fico und die posttektonischen Gesteine nicht metamorphosiert wurden, während alle anderen, der Gabbro von Anzola und die Ultrabasite von Premosello-Megolo rekristallisierten. Wohl brachte die Granodiorit- und Granit-intrusion dem Gabbrodiorit von Pra del Fico eine Wärmezufuhr, die

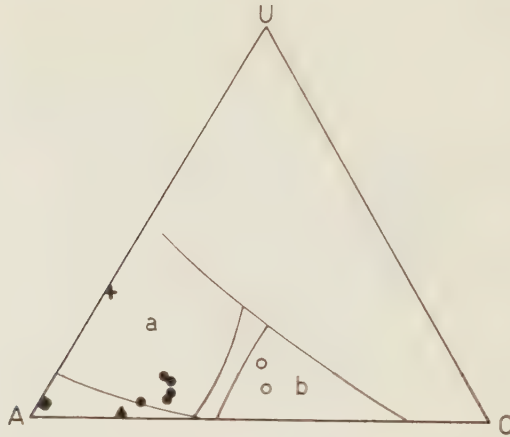


Fig. 20. C-A-U-Diagramm nach GORAI (1951).

a = Feld der Plagioklase granitischer Gesteine; b = Feld der Plagioklase gabbroider Gesteine. ■ Gabbro von Anzola und Gabbrodiorit von Premosello. ○ Gabbrodiorit von Pra del Fico. ● Granodiorit von Camponi und Granit von Pedemonte. ▲ Kontaktgestein zwischen Granodiorit und Gabbrodiorit von Pra del Fico. → Glimmerschieferscholle in Granodiorit.

wohl zur Rekristallisation kontaktnaher Partien, aber nicht für die Hauptmasse ausreichte.

Der Granit von Pedemonte führt Xenolithe aus gabbroidem Material (Fig. 21). Damit ist das Alter der basischen Intrusionen und der sie begleitenden Orogenese als prägranitisch festgelegt. Sind die Granite des Lago Maggiore herzynisch, wie NOVARESE (1933) annimmt, so ergibt sich für die Ivreazone herzynisches oder vorherzynisches Alter.

Nach den Ergebnissen der Untersuchungen an den Eruptivgesteinen der unteren Val d'Ossola lassen sich die Vorgänge, die zur Bildung der Ivreazone führten, folgendermassen vorstellen (es sei jedoch noch einmal darauf hingewiesen, dass die hier vorgenommene Alterseinteilung letztlich

auf der Voraussetzung basiert, dass die Granite des Lago Maggiore herzynisch sind):

In vor- oder frühherzynischer (?) Zeit drangen die ultrabasischen Gesteine von Premosello und Megolo in das Nebengestein ein. Erst nach ihrer Erstarrung setzten die orogenetischen Bewegungen ein, die zur Ausbildung der kataklastischen Strukturen, der Mylonite und Pseudotachylite in den Ultrabasiten und den von ihnen metamorphosierten



Fig. 21. Gabbroscholle im Granit von Pedemonte (oberhalb Camponi).

Sedimenten führten. Im weiteren Verlauf der Gebirgsbildung intrudierten in einzelnen Schüben basische Magmen (vgl. hierzu WALTER, 1950, S. 57), die die ultrabasischen Gesteine metamorphosierten. Die zuerst eingebrungenen basischen Magmen wurden durch die folgenden wieder intrudiert und für längere Zeit auf Temperaturen gehalten, die ihnen die primäre Ausbildung granoblastischer Strukturen erlaubten. Sie werden deshalb mit ihrem Eruptivgesteinsnamen und nicht mit dem entsprechenden Namen für metamorphe Gesteine bezeichnet. Der herrschende hohe Gebirgsdruck bewirkte, dass die mobileren Lösungen aus den Frühkristallisaten der basischen Gesteine ausgequetscht wurden. Hieraus resultiert eine Bändertextur, die naturgemäss mit abnehmendem Stress zurücktritt; den jüngsten der syn- bis posttektonischen Gabbros fehlt sie deshalb fast vollständig. Es muss darauf hingewiesen werden, dass

diese Deutung nur hypothetisch sein kann, da Bändertexturen in basischen Gesteinen eine weitverbreitete Erscheinung darstellen.

Auch die Bedingung für die Ausbildung der granoblastischen Struktur war für die letzten Glieder der syntektonischen Intrusionsphase nicht mehr vorhanden; sie erstarrten deshalb mit hypidiomorpher Struktur. Das Ende der Orogenese brachte die Intrusion der Granodiorite und Granite, während deren Erstarrung der Stress weiterhin abklang. Nur noch die rascher abgekühlten Partien der Granite (Randzone und Apophysen) lassen noch den Einfluss tektonischer Bewegungen erkennen, während die Hauptmasse der Granite tektonisch mehr oder weniger ungestört erstarrte. Immerhin muss auch für die Hauptmassen der Granite noch eine geringe nachträgliche mechanische Beanspruchung angenommen werden, da sie, wie NOVARESE feststellte, doch eine gewisse gerichtete Textur besitzen.

Inwieweit die alpine Metamorphose einen Einfluss auf die Gesteine der Ivreazone und die Granite ausübte, kann nicht eindeutig festgestellt werden; sicher ist lediglich, dass sie äusserst gering war, wie aus dem Fehlen von Mineralneubildungen in der Epistufe zu erkennen ist.

DIE PARAGESTEINE

Allgemeines

Bei Biella taucht aus den Alluvionen der Poebene eine Paragesteinsserie auf, die Kinzigitzone der geologischen Literatur, die die Ivreazone an deren Südrand bis zum Lago Maggiore begleitet. Zwischen Mastallone- und Tosatal ersetzt sie die Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges fast vollständig und erreicht im Talquerschnitt des Toce eine Mächtigkeit von ungefähr 12 Kilometern.

Ihre Bezeichnung verdankt die Kinzigitzone den hier auftretenden kinzigitähnlichen Gesteinen. Diese sind stets an den basischen Hauptgesteinszug gebunden oder zwischen Mastallone und Toce an dessen sinngemässe Fortsetzung. In allen Arbeiten, die sich mit der Ivreazone befassten, wurde betont, dass Kinzigit- und Ivreazone eine untrennbare Einheit bilden. FRANCHI (1906) fasste deshalb beide unter dem Namen „zona diorito-kinzigitica“ zusammen.

Im Süden grenzt die Kinzigitzone an die Stronazone. Die Grenze ist, wie weiter oben schon erwähnt wurde, äusserst unscharf. Beide Zonen sind jedoch dadurch unterschieden, dass die Stronazone Einschaltungen von Cenerigneis (BÄCHLIN, 1937) und Quarzdioriten (NOVARESE, 1906) besitzt, die der Kinzigitzone fehlen. Andererseits fehlen der Stronazone

aber die Marmoreinschaltungen der Kinzigitzone. Zwischen den Glimmerschiefern der südlichen Kinzigitzone und den Glimmerschiefern der Stronazone bestehen jedoch kaum lithologische Unterschiede, so dass deshalb beide miteinander besprochen werden sollen.

Die mineralische Zusammensetzung der Paragesteine ist ziemlich monoton. Quarz, Almandin, Plagioklas, Biotit, Sillimanit und untergeordnet auch Kalifeldspat sind die wichtigsten Gemengteile. In geringer Menge ist auch stets Graphit vorhanden. In den verschiedenen Gesteinen können einzelne oder mehrere Gemengteile vorherrschen. Danach lassen sich drei hauptsächliche Gesteinstypen unterscheiden, die ausserdem durch ihre geologischen Beziehungen zu den Eruptivgesteinen besonders charakterisiert sind.

1. *Gesteine des inneren Kontakthofes* mit den Gemengteilen Quarz, Granat, Plagioklas, Orthoklas, Sillimanit. Biotit tritt zurück oder fehlt vollständig. Die Gesteine, die als vorherrschende Gemengteile Sillimanit und Granat besitzen, wurden von FRANCHI (1906) und NOVARESE (1931) als „*Stronalithe*“ bezeichnet.

2. *Gesteine des äusseren Kontakthofes*. Es sind dies *Granat-Biotit-Plagioklasgneise*, die eine gewisse Ähnlichkeit mit Kinzigiten besitzen, wegen ihres hohen Quarzgehaltes aber wohl am besten als „*Kinzigitgneise*“ bezeichnet werden. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Granat, Plagioklas, Orthoklas, Biotit. Sillimanit tritt zurück oder fehlt ganz.

3. *Gesteine des Altkristallins*. Hierher gehören die *Biotitschiefer* der südlichen Kinzigitzone und der Stronazone, die hauptsächlich aus Quarz, Biotit und Plagioklas bestehen. In der südlichen Kinzigitzone finden sich noch Einschaltungen von *Marmoren* und *Calciphyren*, die sicher älter als die Eruptivgesteine sind.

Zwischen Stronalithen, Kinzigitgneisen und Biotitschiefern bestehen alle Übergänge, doch ist ihre Abgrenzung im Felde leichter als man erwarten könnte, da ihr Vorkommen an ganz bestimmte Zonen gebunden ist.

DIE GESTEINE DES INNEREN KONTAKTHOFES

Der „Stronalith“

Stronalithe finden sich immer am Kontakt mit den basischen oder ultrabasischen Gesteinen. Diese Regel bestätigt sich nicht nur in der Val d'Ossola, sondern auch im Mastallonetal. Charakteristisch für diesen Gesteinstyp ist, dass seine Paralleltexur wohl in der allgemeinen Streichrichtung liegt, seine Ausdehnung aber auf mehr oder weniger mächtige Höfe (0,5—1 km) um die Eruptivgesteinskörper beschränkt bleibt. Die

geologische Karte (Carta geol. d'Italia, 1:100 000, Blatt Varallo), auf der die Stronalithe ausgeschieden wurden, erweckt deshalb den Anschein, als lägen die Stronalithe diskordant zwischen dem basischen Hauptgesteinszug und der Kinzigitzone. Verfolgen wir jedoch das Streichen eines Stronalithes, so stellen wir fest, dass er in grösserer Entfernung vom Kontakt seinen charakteristischen Gemengteil, den Sillimanit, verliert und unter Zunahme des Biotitgehaltes in Kinzigitgneis übergeht.

Makroskopisch lässt das Gestein Sillimanit, Granat, Graphit, Quarz und Feldspat erkennen. Die bis 0,5 cm grossen violetten Granate bilden hervorstehende Noppen in einer dunkelgrauen, feinkörnigeren Zwischenmasse, die vor allem aus bis 1 Zentimeter langen und bis 1 Millimeter dicken Sillimanitstengeln und kleinen, bis 1 Millimeter grossen, unregelmässig verteilten Graphitschüppchen besteht. Vereinzelt erkennt man in der Zwischenmasse auch Feldspat- und Quarzkörnchen von 2 bis 3 mm Grösse. Die äussere Erscheinung des Gesteins wird aber im wesentlichen von Sillimanit und Granat bestimmt. Auf frischen Bruchflächen zeigt das Gestein infolge seines hohen Sillimanitgehaltes einen eigentümlichen Seidenglanz. Oberflächlich wittert das Gestein rostfarbig an. Die Feldspäte können sich auch auf bis mehrere Zentimeter mächtigen Lagen anreichern, die nur durch schmale, 0,5 bis 2 cm dicke Granatbänder getrennt sind. Makroskopisch lassen diese Gesteine kaum mehr Sillimanit erkennen: Biotit fehlt aber auch hier. (Zusammensetzung der Stronalithe siehe Tabelle 11, Kolonne 1—8.)

Die Plagioklase verraten zweierlei Bildungsphasen: Wir finden Plagioklase mit der Zusammensetzung eines basischen Oligoklases bis Andesins, die in allen Paragesteinen der Ivrea- und Stronazone (ausser den Marmoren) zu finden sind. Daneben treten aber auch Plagioklase mit 60 bis 80 % Anorthit auf, die die „Spindeln“ oder Bänderung, wie sie von den Plagioklasen der basischen Eruptivgesteine her bekannt sind, besitzen, sobald ihr An-Gehalt 70 % übersteigt. Es kann daher als wahrscheinlich gelten, dass die basischen Plagioklase der Stronalithe sich unter den gleichen Druck- und Temperaturbedingungen bildeten, wie die Plagioklase der basischen Eruptivgesteine. Auch Apophysen basischer Gesteine, deren Nebengesteine mesozonale Glimmerschiefer sind, zeigen die Plagioklase mit der Entmischungsbänderung. Die Druck- und Temperaturbedingungen, die zu dieser Entmischung führten, können also nicht einer nachträglichen Regionalmetamorphose zugeschrieben werden, da diese ja auch das Nebengestein in gleichem Masse ergreifen müsste. Die Vermutung liegt deshalb nahe, dass die Stronalithe ihren hohen Metamorphosegrad erst bei der Intrusion der basischen Magmen erhielten.

Die basischen Plagioklase finden sich vielfach in Granat eingewachsen, diese dürften demnach erst nach der Plagioklaskristallisation gebildet worden sein.

Der Granat ist ein Glied der Mischreihe Allmandin-Pyrop mit $n = 1,780 \pm 0,002$, $D = 3,91$.

Die bis zu einem Millimeter dicken Sillimanitstengel bilden zusammen mit Quarz und Feldspat eine Zwischenmasse, in der grosse, bis



Fig. 22. Dünnschliffbild eines Stronalithes von Madonna dello Scopello bei Cuzzago. Gra = Graphit, Or = Orthoklas, Plag = Plagioklas, Si = Sillimanit, Gr = Granat. Vergr. etwa 30fach.

0,5 cm messende Granatporphyroblasten schwimmen. Der Sillimanit zeigt $2V = +24$ bis 28° . Wie Herr Professor WENK, Basel, liebenswürdigerweise mitteilte, treten daneben aber auch solche mit anomal niedrigem Achsenwinkel (11°) auf. Diese Mitteilung sei hiermit herzlich verdankt.

Fig. 22 zeigt das typische Dünnschliffbild eines Stronalithes von Madonna dello Scopello.

Kalifeldspat bildet kleine, xenomorphe Kriställchen, die zumeist unverzwillingt sind.

Biotit tritt ganz zurück, findet sich aber oft noch in Granat eingewachsen.

Es bleibt noch zu erwähnen, dass nicht alle Gesteine des inneren Kontakthofes Stronalithe sind, vielmehr besteht eine Wechsellagerung zwischen den eigentlichen Stronalithen und granatanorthositischen Gesteinen, die zwar nur wenig Sillimanit führen, deren Biotitarmut aber doch auf ihre Verwandtschaft mit den Stronalithen hinweist.

DIE GESTEINE DES ÄUSSERN KONTAKTHOFES

Die Granat-Biotitgneise

Die Granat-Biotitgneise bilden die eigentliche Fortsetzung des basischen Hauptgesteinszuges zwischen Mastallone und Toce. Die sinn-gemässe Fortsetzung seiner Südgrenze in der allgemeinen Streichrichtung fällt etwa mit der Linie Varallo-Albo zusammen. Diese Linie bildet die Grenze der Granatbiotitgneise gegen die weiter südlich anstehenden Biotitschiefer. Sie wird dadurch noch besonders charakterisiert, dass mit ihr die Paragesteine, die basischen Plagioklas führen, nach Süden aussetzen.

Die Granat-Biotitgneise sind von hellgrau-brauner Farbe und zeigen eine ausgeprägte Schieferigkeit. Makroskopisch erkennt man Biotit, Quarz, Feldspat, Granat, der partienweise aber auch fehlen kann, und Graphit. Die Korngrösse der Hauptgemengteile kann stark variieren, doch ist sie durchschnittlich 2—3 mm. Quarz und weisse Feldspäte sind zusammen mit rosafarbigem Granat auf bis 0,5 cm, zumeist jedoch etwas weniger mächtigen Lagen angereichert, die durch dünne, oft hautartige Biotitlagen voneinandergetrennt sind. Der Quarz bildet bisweilen bis faust-grosse Knauer, deren Längsachsen in der Schieferungsrichtung orientiert sind. Die Biotite sind an alten Bruchflächen ausgebleicht und können dann leicht mit Muskowit und Phlogopit verwechselt werden.

Der Mineralbestand ist aus Tabelle 11, Kolonne 9—16, zu ersehen.

Im gleichen Gestein finden wir auch hier wieder zweierlei Plagioklase, den Oligoklas-Andesin und den gebänderten Plagioklas eruptiver oder katazonaler Entstehung mit 60—75 % An.

Die Granate erreichen bisweilen die beachtliche Grösse von 2 bis 3 cm. Sie gehören auch hier der Mischreihe Allmandin-Pyrop an.

Alle Gemengteile sind gleichmässig ausgebildet. Vereinzelt lässt sich auch eine geringe mechanische Beanspruchung konstatieren (undulöse Auslöschung des Quarzes und zerbrochene Plagioklase, deren Bruchstücke gegeneinander verstellt sind).

Südlich der Grenzlinie Albo-Varallo gehen die Granat-Biotitgneise in feldspatarmer Biotitschiefer über. Allerdings verläuft dieser Übergang nicht immer senkrecht zum Streichen, denn wenn wir das Streichen eines in der Nähe der Biotitschiefer anstehenden Granat-Biotitgneises bergwärts verfolgen, können wir auch dort den Übergang zu Biotitschiefer feststellen. Der Grund für dieses Verhalten scheint darin zu liegen, dass die Stoffzufuhr, die die Biotitschiefer zu Granat-Biotitgneisen werden liess, nicht von den Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges ihren



Fig. 23. Durchschnittstyp der Granatbiotitgneise.

Gr = Granat, Plag = Plagioklas, Q = Quarz, Bi = Biotit. Vergr. etwa 30fach.

Ausgang nahm, sondern von diesem selbst. Der Grad der Feldspatisierung eines Granat-Biotitgneises hängt deshalb wahrscheinlich von seinem Abstand, sowohl in horizontaler als auch vertikaler Richtung, zum basischen Hauptgesteinszug ab. Daraus lässt sich verstehen, dass die Glimmerschiefer, die von Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges intrudiert wurden, von diesem stofflich nicht beeinflusst wurden.

In der folgenden Tabelle 10 ist die bisher unveröffentlichte Analyse eines Granat-Plagioklasgneises von Anzola (50) (Übergangstyp zwischen Stronalith und Kinzigitgneis) aufgeführt. (Analyse aus dem Erläuterungsblatt zur Exkursion der Schweiz. Min. Petr. Ges. in die Ivreazone, HUTTENLOCHER, 1950.) Anal.: F. STACHEL (Bern).

Tabelle 10

	Gew. %		
SiO ₃	62,45	si	225
Al ₂ O ₃	15,03	al	31,6
Fe ₂ O ₃	2,23	fm	44,7
FeO	8,45	c	10,7
MgO	2,47	alk	13,0
MnO	0,17	k	0,25
CaO	2,80	mg	0,29
Na ₂ O	2,87	c/fm	0,24
K ₂ O	1,43		
TiO ₂	1,13		
P ₂ O ₅	0,41		
H ₂ O +	0,69		
H ₂ O -	0,06		
<hr/>			
100,19			

DAS ALTKRISTALLIN

Das Altkristallin der südlichen Kinzigitzzone und der Stronazone wird hauptsächlich von monotonen Biotitschiefern vertreten. Im Bereich der Kinzigitzzone sind ihnen schmale Züge von Marmoren und Calciophysyen zwischengeschaltet.

Die Biotitschiefer

Die Biotitschiefer sind dunkelbraune, grobflaserige Gesteine. Stellenweise sind sie leicht gefältelt.

Makroskopisch lassen sie nur Biotit, Quarz, manchmal auch etwas Muskowit und Feldspat erkennen. Der Biotit bildet dünne Häute, die die etwa 1 mm dicken Quarzfeldspatlagen voneinander trennen. Der Quarz reichert sich stellenweise auf einzelnen Adern an, die sich zu faustgrossen Knauern verbreitern können. Fig. 24 zeigt einen typischen Biotitschiefer der südlichen Kinzigitzzone.

Der Mineralbestand (s. Tabelle 11, Kolonne 17—20) ist einfach. Partienweise kann sich der Quarz anreichern: eine genaue Abgrenzung der Biotitquarzite von den Biotitschiefern ist im Felde wegen der allmählichen Übergänge nicht möglich.

Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz undulöse Auslöschung: stellenweise ist er jedoch auch zu einer feinklastischen Masse zerrieben.

Die Biotite sind auf Lagen angeordnet, die mit zerlappten Umrissen an die Quarzlagen grenzen. Vielfach sind die Biotitpakete gebogen oder



Fig. 24. Gefältelter Biotitschiefer mit Quarzknauern und -adern. Nebengestein des Marmors von Candoglia, Steinbruch des Mailänder Domes.

gestaucht. Einzelne Blättchen sind randlich ausgebleicht; man kann sie dann leicht mit Muskowit verwechseln.

Die Plagioklase zeigen die Zusammensetzung eines Oligoklases bis Andesins.

In der Stronazone verlieren die Biotitschiefer ihre grobflaserige Beschaffenheit und gehen in feinkörnigere Varietäten über; ihr Mineralbestand bleibt jedoch gleich.

Tabelle 11. *Modaler Mineralbestand der Stronalithe 1—8, Granatbiotitgneise 9—16, Biotitschiefer 17—20*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Granat	27,3	48,8	22,9	43,0	29,0	31,9	26,2	34,6	11,58	6,6
Plagioklas	17,85	15,9	23,1	7,9	5,65	1,0	14,5	26,66	19,35	34,7
Sillimanit	32,73	31,3	24,0	21,8	20,7	23,7	14,5	7,05	—	—
Quarz	13,72	1,7	11,9	19,92	40,8	37,7	18,4	29,37	57,87	34,0
Biotit	8,2	2,0	14,8	2,64	3,45	4,7	26,4	0,72	11,2	24,4
K-Feldspat	0,2	0,3	3,3	4,74	0,4	1,0	—	1,6	—	—
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Granat	0,56	2,36	18,79	14,1	14,9	25,1	4,2	—	0,5	0,36
Plagioklas	37,4	55,0	50,61	54,69	24,4	32,0	7,0	0,42	19,5	5,9
Sillimanit	—	—	—	2,98	—	0,12	—	—	—	—
Quarz	43,34	21,25	13,7	10,5	42,4	33,72	77,0	94,5	34,6	73,46
Biotit	18,7	21,4	15,75	17,16	18,3	8,7	11,8	5,08	45,4	20,28
K-Feldspat	—	0,39	1,15	0,57	—	0,36	—	—	—	—

Das Ergebnis der Schliffauszählungen von Tabelle 11 ist im Diagramm der Fig. 25 dargestellt, wobei der Modalbestand eines Gesteines ohne Umrechnung in ein Diagramm übernommen wurde, wie es KÖHLER (1951) in ähnlicher Weise für die Darstellung von chemischen Gesteinsanalysen (Q—F—Fm-Diagramm) einführte.

Quarzgehalt + dunkle Bestandteile + Feldspäte = 100 Vol. %.

Den Punkt für die Zusammensetzung eines Gesteins erhält man dadurch, dass man den Quarzgehalt gegen den Feldspatgehalt minus den Gehalt an dunklen Bestandteilen aufträgt. Zu den dunklen Bestandteilen wurden Sillimanit, Glimmer und Granat gerechnet.

Die Gesteine des inneren Kontakthofes fallen in die Gegend des Poles der dunklen Bestandteile. Die Gesteine des äusseren Kontakthofes sind feldspatreiche Typen; ihr Feld ist deutlich gegen den Feldspatpol gerückt. Die Biotitschiefer, als vom basischen Hauptgesteinszug nicht direkt beeinflusste Gesteine nehmen eine Zwischenstellung ein. Es drängt

sich hier der Eindruck auf, als seien die Gesteine des äusseren und inneren Kontakthofes durch Differentiation bei der Kontaktmetamorphose des Glimmerschiefers entstanden. Hierauf soll jedoch erst später eingegangen werden.

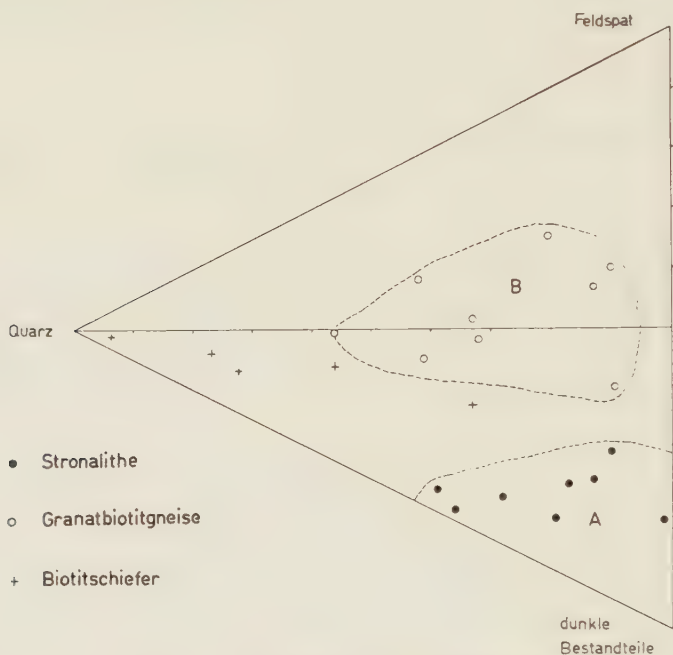


Fig. 25. Modalbestand der Paragesteine.

A = Feld der Gesteine des inneren, B = des äusseren Kontakthofes.

Die Marmore und Calciphyre

Von O. CAMISASCA (1940) wurden die Marmore von Candoglia schon eingehend beschrieben, so dass hier nur noch kurz darauf eingegangen werden soll.

Bei Ornavasso und Candoglia treten die Marmore in abbauwürdiger Mächtigkeit auf. Es besitzen dort zwei Firmen eine Abbaukonzession, in Candoglia die Verwaltung des Domes von Mailand und in Ornavasso die einsässige Firma der Gebrüder Moschini.

Beide Vorkommen bilden nach CAMISASCA zusammenhängende Bänke, die durch das Tal der Tosa auseinandergeschnitten wurden.

Die Farbe der Marmore variiert von rosarot bis grauweiss. Es sind gut kristallisierte, im Handel sehr geschätzte Gesteine. Der Dom von Mailand wurde aus dem Marmor von Candoglia erbaut.

Auffallend ist der grosse Mineralreichtum der Marmore; es treten nämlich Pyrit, Magnetkies, Magnetit, Quarz, Phlogopit, Aktinolith, Tremolit, Pyroxen, Titanit und Axinit auf.

Diese Minerale sind immer an eine graugelbe Marmorvarietät gebunden, die in einzelnen, sich auch durchkreuzenden Adern die rosaroten und weissgrauen Marmore durchziehen. CAMISASCA nimmt nun an, dass die Marmore bei der Gebirgsbildung in grössere Blöcke zerbrachen, die dann von der graugelben Varietät gekittet wurden.

Die Untersuchung unter dem Mikroskop ergab jedoch, dass die grauen Marmoradern Minerale führen, die auch am Kontakt zu basischen Gängen zu finden sind. Es erscheint deshalb naheliegend, dass zumindest ein Teil der grauen Adern Kontaktzonen basischer Gänge sind, die vom Marmor aufgelöst wurden. Im folgenden Kapitel soll hierauf noch näher eingegangen werden.

Auch die Calciphyre, Marmorbänke mit hohem Silikatgehalt, könnten auf diese Weise entstanden sein, wenn auch eingeräumt werden muss, dass bei der Metamorphose mergeliger Kalke ähnliche Paragenesen entstehen können.

Die Beziehungen zwischen Eruptiv- und Paragesteinen

a) Kontakte zwischen prätektonischen Eruptivgesteinen und den Nebengesteinen

Kontaktwirkungen an den Paragesteinen konnten wegen der starken mechanischen Beanspruchung aller Gesteine nicht festgestellt werden. Immerhin kann aus dem Vorhandensein mylonitisierter Granat-Sillimanitgneise geschlossen werden, dass diese schon vor der herzynischen (?) Orogenese ihren hohen Metamorphosegrad besaßen. Ob dieser jedoch allein auf die Intrusion der ultrabasischen Magmen zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden.

b) Kontakte zwischen syntektonischen Eruptivgesteinen und den Paragesteinen

Die kontaktliche Beeinflussung der Paragesteine ging hauptsächlich vom basischen Hauptgesteinszug und weniger von dessen Apophysen aus. Die höchstmetamorphen Gesteine, wie Granat-Sillimanitfelse, sogenannte „Stronalithe“, und Granat-Biotitgneise, finden sich deshalb immer am Kontakt zum basischen Hauptgesteinszug oder, wo er durch die Kinzigitzone ersetzt wird, im Bereich seiner Fortsetzung. Die „Stronalithe“ sind, wie aus ihren geologischen Verbandsverhältnissen gefolgert werden muss, die eigentlichen Kontaktgesteine zwischen dem basischen Hauptgesteinszug und der Kinzigitserie. Der Grad der Kontakt-

metamorphose hing vom Abstand der Nebengesteine vom basischen Hauptgesteinszug ab, denn selbst mächtige Apophysen metamorphosierten das Nebengestein nur wenig.

Die Wirkung der Apophysen auf das Nebengestein ist nur dort eindeutig feststellbar, wo sie nicht durch den Einfluss des basischen Hauptgesteinszuges überdeckt wurde, also ausserhalb des eigentlichen Kontakthofes des basischen Hauptgesteinszuges. Dies erklärt die unterschiedliche Kontaktwirkung der basischen Magmen auf die Nebengesteine, die WALTER (1950) allein auf die verschiedenartige Beschaffenheit der Nebengesteine zurückzuführen versuchte.

Die Paragesteine werden von den Apophysen nur thermisch beeinflusst, denn Mineralneubildungen in der Kontaktzone fehlen. Die Biotitschiefer verlieren gegen den Kontakt ihre Grobplattigkeit und nehmen hornfelsartiges Aussehen an. Die Übergänge sind beim Anschlagen des Gesteins am Klang des Hammers leicht festzustellen.

Die Apophysen selbst zeigen am Kontakt gesteinsfremde Minerale wie sauren Plagioklas (25 % An) und Biotit. Dieses Bild zeigt sich auch am Kontakt der Apophysen gegen die Gesteine des äusseren und inneren Kontakthofes. Der Stoffaustausch ist hier jedoch auch exogen. Die Stronalithe und Granat-Biotitgneise führen am Kontakt Pyroxen und Hornblende, die Gabbros Biotit, Granat und sauren Plagioklas. Die Kontakte sind deshalb im Bereich von 10 bis 15 cm nicht sehr scharf, vielmehr vermittelt eine innige Wechsellagerung zwischen Eruptiv- und Paragestein den Übergang. Einen solchen Übergangstyp beschrieb H. HUTTENLOCHER (1942) aus der Randpartie des Gabbros von Anzola.

Die Granat-Biotitgneise nehmen geologisch die Zwischenstellung zwischen den „Stronalithen“ und Biotitschiefern ein. Ihre Verbreitung und der Gehalt an basischem Plagioklas lassen jedoch deutlich ihre Zugehörigkeit zum Kontakthof des basischen Hauptgesteinszuges erkennen.

Der basische Hauptgesteinszug übte wahrscheinlich auch einen Einfluss auf die Metamorphose der Biotitschiefer und der Marmore aus. Es lässt sich jedoch nicht feststellen, ob diese Gesteine nicht schon vor der Intrusion der basischen Magmen ihren heutigen Metamorphosegrad besaßen, doch ist das als wahrscheinlich anzunehmen.

Eine intensive nachträgliche Metamorphose, die Eruptiv- und Paragesteine erfasste, fand nicht statt, denn sie müsste sich gleicherweise auf beide Gesteinstypen ausdehnen. Wir finden jedoch Apophysen, deren gebänderte Plagioklase auf katazonale Entstehungsbedingungen hinweisen, während die Nebengesteine — Biotitschiefer — bei mesozonalen Temperaturen entstanden. Auch das Auftreten von Plagioklaszwillingen

nach dem Karlsbadergesetz in den Apophysen schliesst eine intensive nachträgliche Metamorphose aus.

Die Marmore kommen in der unteren Val d'Ossola nirgends in direkten Kontakt mit mächtigeren Apophysen des basischen Hauptgesteinzuges, doch wurden sie von basischen Gängen durchfahren, die wahrscheinlich zur Gefolgschaft der basischen Intrusionen gehörten. Die Intrusion der Gänge erfolgte nicht in einem Schub, denn manche ältere Gänge werden von jüngeren diskordant entzweiggeschnitten (Fig. 12). Auch der Grad der Auflösung der Gänge im Marmor lässt Rückschlüsse auf das relative Alter zu.

Das Calciumoxyd der Marmore wirkte auf die älteren Gänge stark auflösend; diese wurden wahrscheinlich zusammen mit dem Marmor metamorphosiert. Die Metamorphose war von tektonischen Bewegungen begleitet, wie aus boudinageartig deformierten Gängen geschlossen werden kann (ein Marmor wirkt gegenüber Stress durch die Ausbildung von Translationszwillingen in den Kalziten bedeutend plastischer als ein relativ starrer Gang, der spröde reagiert).

Die jüngeren Gänge dagegen behielten ihre ursprüngliche Form bei; sie sind wohl postmetamorph intrudiert.

Die basischen Gänge übten auf den Marmor eine Kontaktwirkung aus, die schon dadurch festzustellen ist, dass der Marmor gegen den Kontakt eine graugelbe Farbe annimmt. Diese verfärbte Zone folgt dem Kontakt des Ganges als ein etwa 10 cm breites Band und enthält als Mineralneubildungen Tremolit, Aktinolith und Phlogopit.

Die auflösende Wirkung des Marmors auf die Gänge zeigt sich in ihrer Randzone in der Reaktion zwischen Ilmenit und Kalzit, wobei Titanit gebildet wurde, und der Bildung von Epidot, Zoisit und Serizit.

Die Auflösung der Gänge durch den Marmor kann mitunter so weit führen, dass nur noch die jüngsten Gänge als solche zu erkennen sind, während auf die älteren nur noch aus dem Vorhandensein einer diskordanten, verfärbten Zone mit Tremolit, Phlogopit, Aktinolith, Titanit, Zoisit und Epidot geschlossen werden kann. Eine Unterscheidung zwischen diesen aufgelösten Gängen und Calciphyren sedimentärer Entstehung ist dann nicht immer möglich, besonders aber dann nicht, wenn der ursprüngliche basische Gang konkordant in den Marmor eindrang.

CAMISASCA sah in den graugelben, diskordanten Marmorbändern das Kittmittel des bei tektonischen Bewegungen in grosse Blöcke zerlegten Marmors; der grosse Silikatreichtum dieser Bänder lässt jedoch vermuten, dass es sich wenigstens zum Teil um alte Gänge handelt. Den Grund für die Annahme CAMISASCAS sehe ich darin, dass junge basische Gänge im

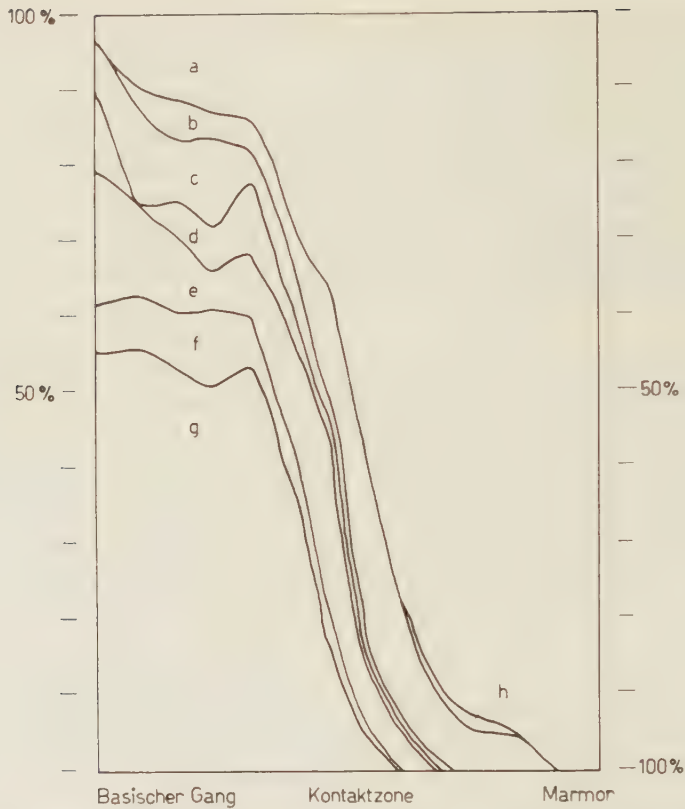


Fig. 26. Variation des Modalbestandes am Kontakt zwischen einem basischen Gang und Marmor.

a = Kalzit; b = Tremolit; c = Titanit; d = Quarz; e = zersetzte Feldspäte (Serizit, Epidot, Zoisit); f = Plagioklas; g = Hornblende; h = Phlogopit.

Marmorbruch von Candoglia (CAMISASCA bearbeitete nur diesen) sehr selten sind.

Das Ergebnis der Schliffauszählung eines Schnittes durch die Kontaktzone eines basischen Ganges ist im Diagramm der Fig. 26 dargestellt. Das Diagramm zeigt deutlich die Gliederung des Kontaktes in eine magnesiumbetonte Zone mit Tremolit und Phlogopit und eine kalziumbetonte Zone mit Titanit, Epidot und Zoisit.

c) Kontakte zwischen im wesentlichen posttektonischen sauren Eruptivgesteinen und den Paragesteinen

Die Kontakte zwischen Graniten und Glimmerschiefern sind mit Diskordanzen und Kontaktbrekzien deutlich ausgebildet (Fig. 27 a und b).



Fig. 27a. Granodiorit von Camponi dringt diskordant in die Glimmerschiefer der südlichen Kinzigitserie ein. Breite des Bildes etwa 1,5 m.



Fig. 27b. Schollen von Glimmerschiefer im Granodiorit von Camponi. Länge der Schollen etwa 30 cm.

Die Biotitschiefer sind auch noch in grösserer Entfernung vom Kontakt als Hornfelse oder hornfelsartige Gneise ausgebildet. Diese bilden einen bis 400 m mächtigen Hof um den Granit von Mont Orfano und von Pedemonte. Die Kontaktgesteine wurden mineralogisch nicht untersucht, jedoch erwähnt NOVARESE (1933) Andalusit im Kontakthof des Granites von Quarna.

Die Kontaktwirkung der Granodiorite auf die Biotitschiefer ist eher der Wirkung der Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges analog, wenn auch die Kontakte stellenweise diskordant ausgebildet sind. Die migmatischen Biotitschiefer am Kontakt führen Kalifeldspat und Plagioklase, die teilweise nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt sind: sie können demnach nur dem Granodiorit entstammen. Mineralneubildungen fehlen hier vollständig.

Die Pegmatite übten keine Kontaktwirkung auf die Nebengesteine aus.

DIE MISCHGESTEINE

Der Amphibolit von Nibbio

Der Gabbro von Anzola geht östlich von Cuzzago in ein Gestein über, das ganz das Aussehen eines Paraamphibolites besitzt. Das Gestein ist in typischer Ausbildung im Steinbruch von Nibbio, etwa 100 m östlich dieser Ortschaft, anstehend.

Makroskopisch erkennt man dunkelgrüne Hornblende und weissen Plagioklas, die auf mehr oder weniger scharf voneinander abgetrennten, 1 mm bis 1 cm mächtigen Zeilen eingeregelt sind. Das Gestein erhält dadurch eine ausgeprägte Paralleltextrur, die sich aber von der Differenzationsbänderung der Gabbros von Anzola dadurch unterscheidet, dass die einzelnen Bänder hier weniger mächtig und schärfer gegeneinander abgegrenzt sind. Auch die Korngrösse der Gemengteile ist mit 1 bis 1,5 mm kleiner als die der Gabbros. Stellenweise bildet die Paralleltextrur Spitzfalten ab; auch diese Erscheinung fehlt den syntektonischen Gabbros.

Das Gestein von Nibbio enthält zahlreiche Marmorschmitzen und Mikroklin-Granat-Diopsidlinsen von manchmal beachtlicher Grösse (Länge 0,5 m, Breite 30 cm). Die Längsachsen dieser Linsen liegen meistens in der Richtung der Paralleltextrur, doch sind mehr oder weniger diskordant liegende Schmitzen nicht gerade selten.

In diesen Kalk- und Mikroklinlinsen sind die Gemengteile bedeutend grösser entwickelt als im normalen Gestein: Wir finden in gelbem Marmor

oder dunkelblaurotem Mikroklin bis 3 cm lange, gelbe Titanitkristalle, bis 5 cm lange, grüne, idiomorph ausgebildete Diopside, derbe Massen von Epidot, braunrote, bis 0,5 cm grosse Granate und stellenweise grosse, zusammenhängende Häute von braunschwarzem Biotit. Die Mikroklin-Karbonatschmitzen führen bisweilen auch Ilmenit, der in Körnern von 1 mm bis 3 cm Grösse auftreten kann.

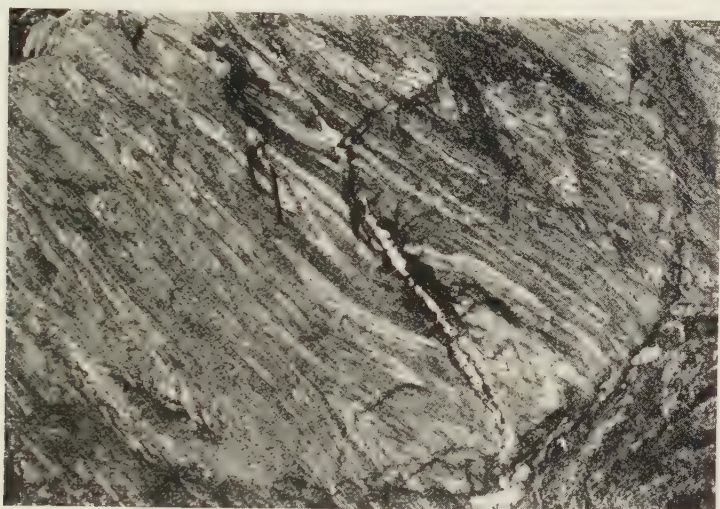


Fig. 28. Amphibolit von Nibbio in typischer Ausbildung.

Die Diopside reichern sich gerne am Rand der Linsen an, so dass diese oft durch einen mehrere Zentimeter breiten Diopsidkranz eingrahmt erscheinen.

Um karbonatführende Schmitzen herum befindet sich stets ein Hof von feinkörnigem, weissem Skapolith, der jedoch von blossen Auge nicht von den Plagioklasen des normalen Gesteins unterschieden werden kann.

Die Randpartien der Linsen wurden vielfach zwischen die Lagen des Nebengesteins gepresst; die abgepressten Teile können dadurch manchmal den sichtbaren Zusammenhang mit den Linsen verlieren.

Dem uneinheitlichen makroskopischen Bild (Fig. 28) entsprechend ist auch der Mineralbestand des Gesteines sehr variabel. Amphibolitische, stellenweise sogar gabbroid aussehende Lagen wechseln mit karbonat- und skapolithreichen und mikroklinführenden Partien ab. Diese stehen

jedoch immer in direktem Zusammenhang mit den Karbonat- und Mikroklin-schmitzen. Zwischen diesen und dem normalen Gestein bestehen alle Übergänge. In Tabelle 12 ist der modale Mineralbestand der Übergangsglieder zwischen der gabbroiden Ausbildung des Amphibolites und einer Kalzit-Mikroklin-schmitze dargestellt.

Das Diagramm der Fig. 29 lässt zwischen der Schmitze und dem Amphibolit deutlich abgegrenzte Zonen mit charakteristischen Mineralneubildungen wie Epidot, Titanit, Skapolith und Diopsid erkennen. Die hier auftretende Paragenese weist eine gewisse Ähnlichkeit mit den Mineralassoziationen in der Kontaktzone der basischen Gänge im Marmor von Candoglia auf, doch soll hierauf erst später eingegangen werden.

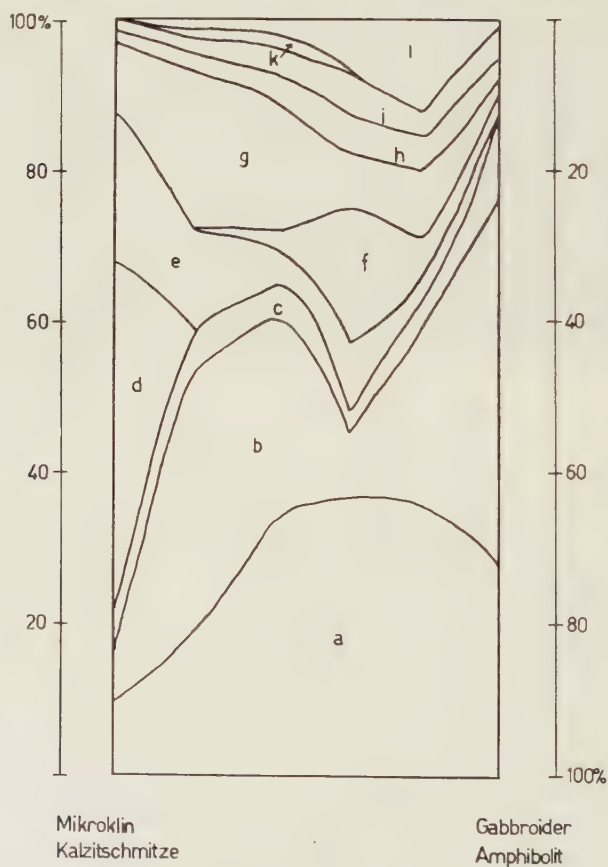


Fig. 29. Graphische Darstellung der Schliffauszählung von Tabelle 12.
a = Hornblende; b = Plagioklas; c = Pyroxen; d = Mikroclin; e = Kalzit;
f = Skapolith; g = Quarz; h = Erz; i = Titanit; k = Epidot; l = Diopsid.

Die Plagioklase verraten zweierlei Bildungsphasen: Im gabbroähnlichen Gesteinsanteil finden wir solche mit einem Anorthitgehalt von 45 bis 75 ‰. Stellenweise sind sie stark zonar, wobei der Anorthitgehalt am gleichen Kristall um 20 ‰ differieren kann. Die basischen Glieder besitzen oft die Bänderung der Plagioklase der syntektonischen Gabbros. In der Nähe der Kalzit- und Mikroklinchmitzen treten auch Plagioklase auf (Oligoklas bis saurer Andesin), die in ihrer Zusammensetzung den Plagioklasen der Kinzigitserie entsprechen.

Tabelle 12. *Modaler Mineralbestand am Kontakt zwischen gabbroider Ausbildung des Amphibolites und einer Kalzit-Mikroklinchmitze*

	1	2	3	4	5	6
Hornblende	9,4	18,6	33,0	35,8	35,9	28,0
Plagioklas	2,74	37,0	27,0	9,2	25,0	49,0
Pyroxen	0,86	2,6	5,0	3,3	1,7	11,4
Mikroklin	54,7	—	—	—	—	—
Kalzit	20,02	15,3	5,0	9,17	2,16	—
Skapolith	—	0,18	2,1	18,25	3,68	—
Quarz	10,4	21,1	17,0	6,84	9,44	4,38
Erz (Ilmenit)	0,43	1,44	3,2	4,94	3,68	5,22
Titanit	1,45	2,7	3,77	6,6	3,94	2,0
Epidot	—	0,36	0,7	—	—	—
Diopsid	—	0,72	3,23	5,9	14,5	—

1 = Randpartie der Schmitze, 6 = gabbroide Ausbildung des Amphibolites,
2 bis 5 = Übergangsglieder

Der Pyroxen zeigt stellenweise eine gute (100)-Absonderung und ist kräftig grün gefärbt. In anderen Lagen erscheint er jedoch zerlöchert, mit fleckiger Verteilung der Eigenfarbe: stellenweise ist er sogar völlig ausgebleicht. Die blassen Pyroxene sind jedoch nur dort vorhanden, wo das Gestein in der Umgebung der Karbonat-Mikroklinchmitzen Kalzit führt.

An einem gut ausgebildeten, nicht korrodierten Pyroxen wurden folgende Daten gemessen: $2V_{\gamma} = 61^{\circ}$; $c/\gamma = 45-47^{\circ}$;

$$\begin{aligned} n_{\gamma} &= 1,715 \text{ (hellgelb)} \\ n_{\alpha} &= 1,691 \text{ (grün)} \\ \Delta &= 0,024 \end{aligned}$$

Es handelt sich somit um einen diopsidischen Pyroxen mit der Zusammensetzung Di 35-Hed 65.

Der fleckige, korrodierte Pyroxen zeigt in seiner dunkleren Partie $2V_\gamma = 70^\circ$; $c/\gamma = 54^\circ$, in der farblosen Partie $2V_\gamma = 65^\circ$; $c/\gamma = 50^\circ$.

Die Hornblende wird von einer Varietät gestellt, die durch ihren kleinen Achsenwinkel von $36\text{--}40^\circ$ und niedere Doppelbrechung auffällt: $\Delta = 0,012\text{--}0,015$. Pleochroismus: $\alpha = \text{gelb}$, $\beta = \text{dunkelgrün}$, $\gamma = \text{dunkelgrün}$. Mit dem Auftreten von Kalzit wandelt sie sich in eine Varietät mit stärkerem Stich ins Blaue und höherer Doppelbrechung um: $2V_\alpha = 60^\circ$, $c/\gamma = 20^\circ$;

$$n_\gamma = 1,695 \text{ (dunkelblaugrün)}$$

$$n_\alpha = 1,676 \text{ (gelbgrün)}$$

$$\Delta = 0,019$$

Nach den Daten dürfte es sich um eine Mg-reiche, hastingsitische Hornblende handeln.

Stellenweise tritt zwischen Hornblende, Pyroxen und Plagioklas einerseits und Kalzit andererseits ein Epidotsaum auf. Dieser zeigt $2V = -74^\circ$, entsprechend Pistazit. Der Epidot beteiligt sich auch in skelettartiger Verwachsung mit Skapolith am Aufbau von Reaktionsrändern um Plagioklas.

In den Höfen um Karbonatschmitzen bildet der Skapolith grosse, pflastrig gefügte Körner. Er findet sich jedoch auch als Imprägnierung in Pyroxen und Plagioklas (Fig. 30). Seine Daten sind:

$$n_\omega = 1,585$$

$$n_\epsilon = 1,552$$

$$\Delta = 0,033$$

entsprechend 70 % Mejonit, 30 % Marialith.

Das Auftreten von Mikroclin ist immer an die Schmitzen oder deren nähere Umgebung gebunden. Der Mikroclin ist ausspitzend verzwilligt, seine Gitterung ist jedoch meist auf die Randpartie des Kornes beschränkt, während der Kern mikroskopisch unverzwilligt erscheint. Stets sind perthitische Entmischungen festzustellen, die zwei verschiedene Formen unterscheiden lassen: einen typischen Bänderperthit, der allerdings auf den unverzwilligten Kern beschränkt zu sein scheint, und tropfenförmige Gebilde, die sich im Kern und in der Randpartie des Mikroklins finden (Fig. 31).

Das gemeinsame Auftreten von Kalifeldspat und Plagioklas führt zu Myrmekitbildungen, die sich als breite Bänder zwischen den beiden Feldspäten finden. Auslaugungszonen im Plagioklas lassen vermuten, dass dieser bei der Myrmekitisierung abgebaut wurde (Fig. 31).

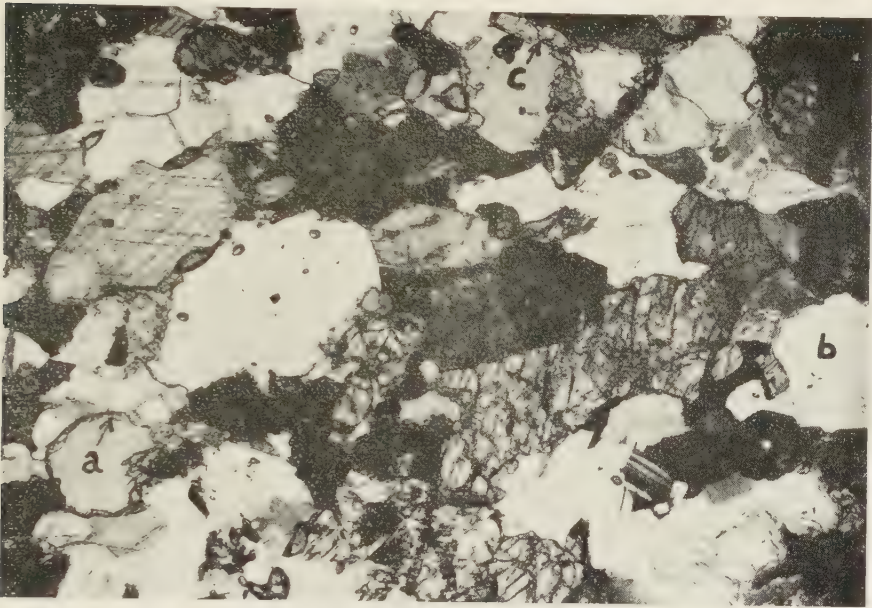


Fig. 30. Dünnschliffbild eines Skapolith-Epidothofes um eine Kalzitschmitze. a = Epidotsaum um Plagioklas, b = Skapolith, c = Diopsidsaum um Pyroxen. Vergr. 27fach, \times Nicols.

Am Aufbau der Mikroklin-schmitzen beteiligt sich neben braunem Granat stets Diopsid mit $2V_\gamma = +57-60^\circ$, $c/\gamma = 42^\circ$;

$$n_\gamma = 1,726 \text{ (gelb)}$$

$$n_\alpha = 1,700 \text{ (grün)}$$

$$A = 0,026$$

entsprechend 55 % Di und 45 % Hed.

Den pegmatitischen Plagioklasnestern der syntektonischen Gabbros analog fehlt auch den Mikroklinlinsen die Hornblende.

Titanit ist ein wichtiger akzessorischer Gemengteil des Gesteins von Nibbio; er findet sich in Form kleiner, eiförmiger Körnchen in Mikroklin-Karbonatschmitzen, aber auch in grossen, bis 3 cm langen Kristallen.

Das Erz ist vor allem Ilmenit, der jedoch oft entmischt ist (Ilmenit-lamellen in Hämatit).

Bei der Metamorphose erhielt das Gestein eine Mosaikstruktur, doch lassen sich in quarzreichen Partien mechanische Beanspruchungen (feinklastischer oder undulös bis fleckig auslöschender Quarz) erkennen.



Fig. 31. Mikroklin mit tropfenförmigem- und Bänderperthit. Zwischen Mikroklin und Plagioklas Myrmekitband. Detailaufnahme aus einer Mikroklin-Granatschmitze des Amphibolites von Nibbio. Vergr. etwa 100fach. \times Nicols.

Zusammenfassend lässt sich über das Gestein von Nibbio folgendes sagen: Von den syntektonischen Gabbros des Types Anzola unterscheidet sich der Amphibolit von Nibbio durch seinen Reichtum an sedimentären Einschlüssen. Die Gemengteile sind im Gegensatz zu den syntektonischen Gabbros eingeregelt; eine Differentiationsbänderung fehlt jedoch. Gegen Westen und Osten geht das Gestein allmählich in Gabbros des Types Anzola über.

Das Gestein wurde in dieser Arbeit als Amphibolit bezeichnet, um seinen Habitus stärker hervorzuheben. Allerdings besitzen die syntektonischen Gabbros auch nicht das Aussehen von typischen Gabbros, sondern eher das von Amphiboliten. Da ihre granoblastische Struktur aber als primär angenommen wurde (auf Seite 487 wurde diese Annahme zu begründen versucht), werden sie in dieser Arbeit als Gabbros bezeichnet.

Die Entstehung des Amphibolites von Nibbio stelle ich mir so vor, dass die syntektonischen Gabbros bei ihrem Eindringen Nebengesteinspartien aufnahmen und teilweise oder ganz aufschmolzen. Bei der Auf-

schmelzung der Glimmerschiefer entstanden Mikroklin und Granat, während der Biotit stellenweise erhalten blieb und rekristallisierte. Bei den herrschenden hohen Temperaturen (das Auftreten von gebänderten Plagioklasen weist auf solche hin) löste der Mikroklin seinerseits Wirtgesteinspartien auf und kristallisierte mit diesen in Mikroklin-Diopsid-Granatnestern aus. Diese entstanden somit auf ähnliche Weise, wie die pegmatitoiden Nester der syntektonischen Gabbros. Die Resorption



Fig. 32. Mikroclinlinse im Amphibolit von Nibbio, deren randliche Teile zwischen die Lagen des Wirtgesteins gepresst wurden.

kalkreicher Schollen führte zur Bildung von Skapolith und Epidot, die sich in Reaktionshöfen um die Schmitzen anreicherten. Wir finden in diesen Höfen eine ähnliche Mineralvergesellschaftung wie in der Kontaktzone der basischen Gänge in den Marmoren. Da es sich auch um Konvergenzerscheinungen handeln könnte, kann hieraus nicht auf die mögliche Genese des Amphibolites geschlossen werden.

In seinen letzten Arbeiten vertrat HUTTENLOCHER (1942, 1955) die Auffassung, dass die amphibolitisch aussehenden (syntektonischen) Gabbros der Kinzigitzone keine Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges, sondern katastufig umgeprägte Mergel seien. Das Hauptargument war, dass die Gabbros allmählich in den Amphibolit von Nibbio übergehen, der kaum ohne weiteres als Orthogestein angesprochen werden darf. Um sich die pyroxenitischen und pegmatitoiden Ektekte der Gabbros und des Amphibolites erklären zu können, musste für diese Gesteine ein hoher Mobilitätsgrad angenommen werden. Aus den Kontakterschei-

Tabelle 13

	1(27)	2	3	4
SiO ₂	42,4	50,1	65,0	50,2
Al ₂ O ₃	13,93	12,9	18,3	2,0
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	—	—
Fe ₂ O ₃	4,8	7,16	0,34	6,6
FeO	5,98	1,7	0,14	5,0
MgO	6,0	0,4	0,1	11,3
MnO	0,25	0,21	0,02	0,4
CaO	17,5	14,9	0,6	21,7
Na ₂ O	2,7	2,0	3,6	1,4
K ₂ O	1,0	6,5	11,6	0,2
TiO ₂	1,8	1,6	—	0,4
P ₂ O ₅	0,02	0,07	—	0,02
H ₂ O +	0,47	0,28	0,11	0,28
H ₂ O —	0,03	0,02	0,04	0,04
CO ₂	2,8	2,4	0,25	0,35
FeS	0,27	0,1	0,55	0,20
	99,96	100,34	100,65	100,09
si	89	135	283	96,4
al	17,1	20,4	47,1	2,2
fm	37,1	20,3	2,5	50,5
c	39,1	43,0	2,8	44,5
alk	6,7	16,3	47,6	2,8
k	0,19	0,69	0,68	0,08
mg	0,50	0,08	0,23	0,64
ti	2,8	3,2	—	0,5
p	0,01	0,1	—	0,01
c/fm	1,1	2,1	1,1	0,9

1 = Amphibolit von Nibbio, Anal. F. STACHEL.

2 = Quarz, Granat und Ilmenit führende Lage aus dem Amphibolit von Nibbio. Anal. F. STACHEL.

3 = Mikroklin aus Mikroklinlinse des Amphibolites von Nibbio. Anal. F. STACHEL.

4 = Diopsid aus Mikroklin-Diopsidlinse des Amphibolites von Nibbio. Anal. F. STACHEL (Bern).

nungen, die die syntektonischen Gabbros an den Nebengesteinen hervorriefen, möchte ich jedoch schliessen, dass jene echte magmatische Gesteine sind.

In bezug auf den Amphibolit von Nibbio nähert sich unsere Auffassung über die Genese dieses Gesteines der Theorie von HUTTENLOCHER insofern, als doch nur ein gradueller Unterschied zwischen einem remobilisierten Mergel, der nahezu wie ein Magma wirkte, und einem

mehr oder weniger viskosen magmatischen Kristallbrei besteht. Dass der Amphibolit unter magmatischen Temperatur- und Druckbedingungen stand, kann aus dem Auftreten von gebänderten Plagioklasen — diese kommen ja auch in dem sicher magmatischen Gabbrodiorit von Pra del Fico vor — geschlossen werden. Der Unterschied in den Auffassungen besteht lediglich darin, dass nach HUTTENLOCHER die Mikroklin- und Karbonatlinsen aus ursprünglich lithologisch andersgearteten Partien des Mergels hervorgingen, während hier die Meinung vertreten wird, dass sie erst durch die Aufschmelzung von Xenolithen, die erst nachträglich in den Kristallbrei gelangten, entstanden. Welcher Auffassung die grössere Wahrscheinlichkeit zukommt, kann nicht entschieden werden, doch möchte ich aus der schollenförmigen Begrenzung auf eine nachträgliche Aufnahme der Schmitzen durch den Amphibolit schliessen. Die Tatsache, dass die Nebengesteine des Amphibolites von Nibbio teilweise als Stronalithe, Gesteine des inneren Kontakthofes, ausgebildet sind, kann allerdings nicht als Argument für eine magmatische Entstehung des Amphibolites angeführt werden, da für die Bildung der Kontaktgesteine ja der basische Hauptgesteinszug, der auf der Ostseite des Toce wieder seine volle Mächtigkeit erhält, massgebend ist.

In Tabelle 13 sind bisher unveröffentlichte Analysen von Gesteinen und Mineralien aus dem Steinbruch von Nibbio zusammengestellt.

Der Fleckamphibolit von Albo

Die Apophyse des basischen Hauptgesteinszuges, die sich von Albo in südwestlicher Richtung über das Tosatal hinweg bis Punta Fenore verfolgen lässt, nimmt stellenweise ganz das Aussehen eines Amphibolites an. Da dieser sich aber aus gabbroidem Gestein entwickelt, muss angenommen werden, dass es sich hier um eine resorptionsreiche Abart der syntektonischen Gabbros handelt.

Ausserlich fällt das Gestein durch sein geflecktes Aussehen auf: In einer feldspatarmen, amphibolreichen, feinkörnigen Grundmasse sind bis zu 1 cm grosse Feldspatflecken zu erkennen, deren Zentrum von Granat eingenommen wird.

Die Gemengteile sind Plagioklas, Hornblende, Granat, Pyroxen, Erz (Ilmenit und Magnetit), Quarz und Apatit.

Die lepidoblastische Grundmasse wird von Hornblende, Plagioklas und untergeordnet auch Pyroxen aufgebaut.

Die Hornblende zeigt $2V_{\alpha} = 62^{\circ}$, $c/\gamma = 28^{\circ}$. Vielfach tritt sie in

enger Verwachsung mit Pyroxen auf. Seine optischen Daten sind: $2V_\gamma = +72^\circ$, $c/\gamma = 53^\circ$.

Die Plagioklase sind Periklin-Albitzwillinge und besitzen 25—35 % Anorthit. Selten treten auch solche mit 40—48 % An auf.

Die Grundmasse enthält als Einsprenglinge Granat, der jedoch meistens von Feldspatsubstanz verdrängt wird. Dabei bildet sich Horn-

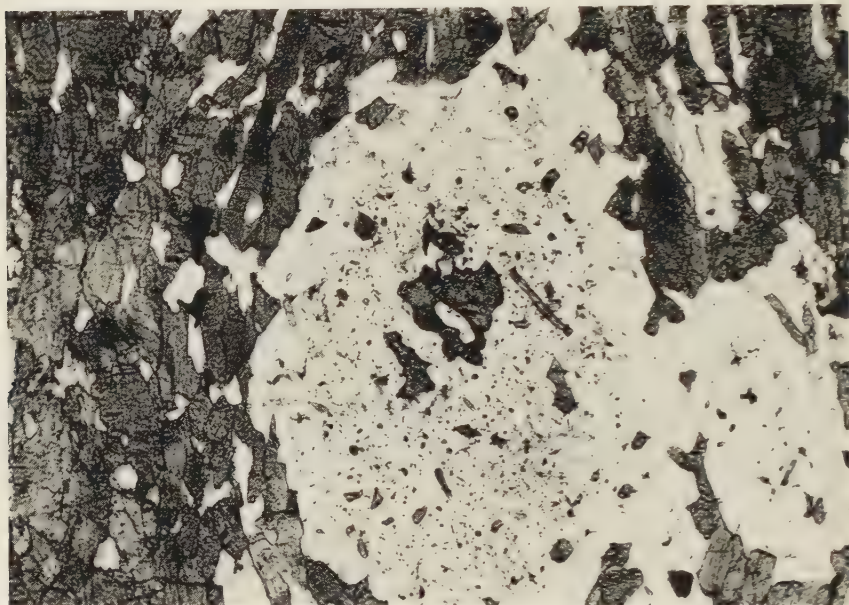


Fig. 33. Dünnschliffbild des Fleckamphibolites von Albo. Plagioklasflecken mit teilweise oder vollständig abgebautem Granat. Vergr. 37fach, || Nicols.

blende, Erz (vermutlich Magnetit) und ein Plagioklas mit 40 bis 50 % Anorthit.

Die Kelyphitisierung kann bis zum vollständigen Abbau der Granate führen. Lediglich die Umrisse der Plagioklasflecken lassen auf ihre ehemalige Grösse schliessen (Fig. 33).

Der Biotitgneis von Santa Maria

Beim Ortsteil Sta. Maria von Gravellone steht ein Biotitgneis an, der schon äusserlich dem Mönchalpgranit (STRECKEISEN, 1928) gleicht.

Makroskopisch erkennt man weissen Plagioklas und Kalifeldspat, braunen, leicht chloritisierten Biotit und Quarz. Der Plagioklas ist voll-

ständig granuliert und bildet bis 2—3 cm grosse Pflaster. Stellenweise erkennt man feine Bänder von granuliertem Plagioklas, die den grobkörnigen, bis 3 cm grosse Kristalle bildenden Kalifeldspat durchziehen. Biotit findet sich in bis 2 cm grossen, voneinander isolierten Flecken. Infolge der fast pegmatitisch-grobkörnigen Ausbildung des Gesteins erkennt man keine scharf ausgeprägte Schieferungsrichtung, doch scheinen die Biotite nach der allgemeinen Streichrichtung angeordnet zu sein.

Auch unter dem Mikroskop weist das Gestein nach Prof. STRECKEISEN eine grosse Ähnlichkeit mit dem Mönchalpgranit auf.

Die Gesteinsbestandteile sind Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Muskowit, Biotit, Granat, Zirkon und Disthen.

Grosse Pflaster von granuliertem Plagioklas finden sich zwischen grobkörnigem Quarz und Mikroklin.

Die einzelnen, meist unverzwilligten Plagioklaskörner besitzen mit 23 % Anorthit eine gleichmässige Zusammensetzung und sind mechanisch nie beansprucht. Am Aufbau der Plagioklasplaster beteiligen sich noch Muskowit, Granat und in Form äusserst kleiner Kriställchen auch Disthen. Der Muskowit reichert sich stellenweise in wirren Bündeln an. Pinit, typisch für den Mönchalpgranit, fehlt hier jedoch.

Die grobkörnigen Gemengteile wie Quarz, Mikroklin und Biotit grenzen mit glatten Umrissen an die Plagioklasplaster. Der Mikroklin ist in grössere Teilstücke zerlegt: die Bruchstücke behielten aber ihre ursprüngliche Orientierung bei. Vielfach wird der Mikroklin entlang den Rissen von Schnüren granulierter Plagioklase durchzogen. Hierbei fällt auf, dass die Risse sich nie im Quarz fortsetzen. Dieser dürfte demnach erst nach der Plagioklasbildung und der Kalifeldspatzertrümmerung entstanden sein.

Leider lassen sich keine Beziehungen zum Nebengestein feststellen, da der Aufschluss von Moränen und Schutt eingerahmt wird.

Nach seiner Struktur und dem Auftreten in der Stronazone könnte man geneigt sein, den Biotitgneis von Santa Maria mit dem Cenerigneis in Zusammenhang zu bringen. Seine fast pegmatitische Ausbildung schliesst aber einen solchen Vergleich aus.

DIE ERZLAGERSTÄTTEN DER UNTEREN VAL D'OSSOLA

Bis zur Jahrhundertwende war die Ivreazone ein reiches Abbaugbiet für Kupfer-, Nickel- und Eisenerze. Auf der geologischen Karte von Italien, 1:100 000 (Blatt Ivrea, Varallo), sind die zahlreichen Minen vermerkt. Heute sind sie jedoch alle ausser Betrieb, doch sind noch die

vermauerten Mundlöcher der Stollen, verlassene Steinhäuser und Erzdepots als Reste ehemaliger bergmännischer Tätigkeit zu finden.

Nach HUTTENLOCHER (1934) lassen sich in der Ivreazone, entsprechend ihrer geologischen Zweiteilung („zona diorito-kinzigitica“) zwei Vererzungstypen unterscheiden:

1. Lagerstätten, die an ultrabasische oder anorthositische Gesteine gebunden sind, mit Magnetkies und Pentlandit als Hauptprodukten und Ilmenit und Chromit als Begleiterze.

2. Lagerstätten, die an die basischen Einschaltungen im Kinzigitkomplex gebunden sind, mit Magnetkies ohne Pentlandit, Kupferkies als Hauptprodukte und Zinkblende und Ilmenit als Begleiterze.

Die Lagerstätten des Typus 1

In der unteren Val d'Ossola tritt dieser Typus nur in den basischen Nachschüben der prätektonischen Gesteine von Premosello und Megolo auf, erreichte hier aber nie wirtschaftliche Bedeutung. Das Erz, vor allem Magnetkies und geringe Mengen Kupferkies, kittet die Zwischenräume grosser Pyroxenkristalle. Es ist jedoch vielfach brekziös ausgebildet, wie ja auch das Muttergestein mechanisch stark deformiert ist. Nach HUTTENLOCHER (1934) entspricht die Vererzung der magmatischen Ausscheidung aus basischen und ultrabasischen Magmen, ohne weitere magmatogene Beeinflussung.

Die Lagerstätten des Typus 2

In der unteren Val d'Ossola gehören die Lagerstätten von Migianzone, Cuzzago und Nibbio zu diesem Typus. Von HUTTENLOCHER (1934) wurden sie schon beschrieben, deshalb sollen hier nur dessen Ergebnisse zusammengefasst werden.

Die Lagerstätte von Migianzone

Sie befindet sich direkt an der Einmündung des Rio Blet in das Tosatal westlich der Ortschaft Migianzone. Die Erze sind an einen Gabbro (Typ Anzola) gebunden. Sie bestehen aus Magnetkies und Chalkopyrit und werden stets von Zinkblende begleitet. Im Pyrrhotin wurden auch Molybdänglanz und Graphit beobachtet. Das Erz umhüllt abgerundete Hornblende und Plagioklaskristalle, ohne dass Anzeichen einer Tektonisierung zu beobachten wären. Daher schliesst HUTTENLOCHER auf eine primäre Erzzementation.

Die Lagerstätte von Cuzzago

Sie befindet sich etwa halbwegs zwischen Cuzzago und Nibbio, 200 Meter nördlich der Strasse auf einer Nord-Süd verlaufenden Querstörung in der Nordflanke des Tosatales. Schon von der Strasse aus sind die vermauerten Stollenmundlöcher zu erkennen. Das Erz ist wie in Migiandone an den Gabbro von Anzola gebunden und besteht aus Magnetkies und Kupferkies, die stets von geringen Mengen Zinkblende, mitunter auch von Magnetit und Ilmenit begleitet sind. Das Erz kittet mono- wie polygranulare Gangart (Hornblende, Plagioklas, Quarz, Epidot, gelegentlich auch Glimmer) und besitzt eine ausgesprochene „Psammitstruktur“. Nach HUTTENLOCHER lassen diese Gefügeverhältnisse zweierlei Deutung zu: Entweder handelt es sich um eine Zementation unter gleichzeitiger Korrosion der Gesteinskomponenten durch perimagmatische Erzlösungen, oder es liegen rekristallisierte Vererzungen vor, die vorher mechanisch deformiert wurden.

Die Lagerstätte von Nibbio

Am östlichen Ortsausgang von Nibbio bei der Kapelle San Pietro führt ein Weg zum in der nördlichen Talflanke gelegenen Steinbruch von Nibbio und zu den Stollenmundlöchern der Lagerstätte. Diese ist schon aus grösserer Entfernung an einem rostfarbigen Band, das sich bis hoch in die senkrechte Wand verfolgen lässt, zu erkennen. Das Erz ist an das gabbroide Mischgestein von Nibbio gebunden. Die Vererzung ist ähnlich wie bei Cuzzago, doch tritt Magnetkies zugunsten von Pyrit zurück. Die Erze sind mit der Gangart mit zerschlitzten Konturen verwachsen; auch dem Pyrit fehlt Eigengestalt.

Nach HUTTENLOCHER (1934) lässt sich die Entstehung der Erzlagerstätten des Typus 2 folgendermassen vorstellen: Die sulfidischen Erze können als Begleitprodukte gabbroider Magmen aufgefasst werden, die einen hydrothermalen Einschlag (Zinkblende) angenommen haben. Es könnte jedoch auch sein, dass die Vererzungen ihre Entstehung aplitisch-pegmatitischen Lösungen verdanken, die bei der Vergneisung der Sedimente entstanden. Beide Entstehungsmöglichkeiten näherten sich insofern, als die Vergneisung mit der jüngsten Magmenphase der gabbroiden Intrusion zusammenfiel. Die psammitische Struktur spricht dafür, dass die Vergneisung mit gebirgsbildenden Vorgängen verknüpft war, wobei die Vererzung aber erst nach der Deformationsphase stattfand.

PETROCHEMISCHER ÜBERBLICK

Unsere Auffassung, dass die basischen Eruptivgesteine der Ivrea-zone (wenigstens in unserem Querschnitt) mit den Granodioriten und Graniten der Stronazone dem gleichen, allerdings durch tektonische Bewegungen zeitlich gegliederten magmatischen Zyklus angehören, kommt schon in der Zuordnung der Eruptivgesteine zu prätektonisch-ultrabasischem bis basischem, syntektonisch-basischem bis intermediärem und posttektonisch-saurem Plutonismus zum Ausdruck.

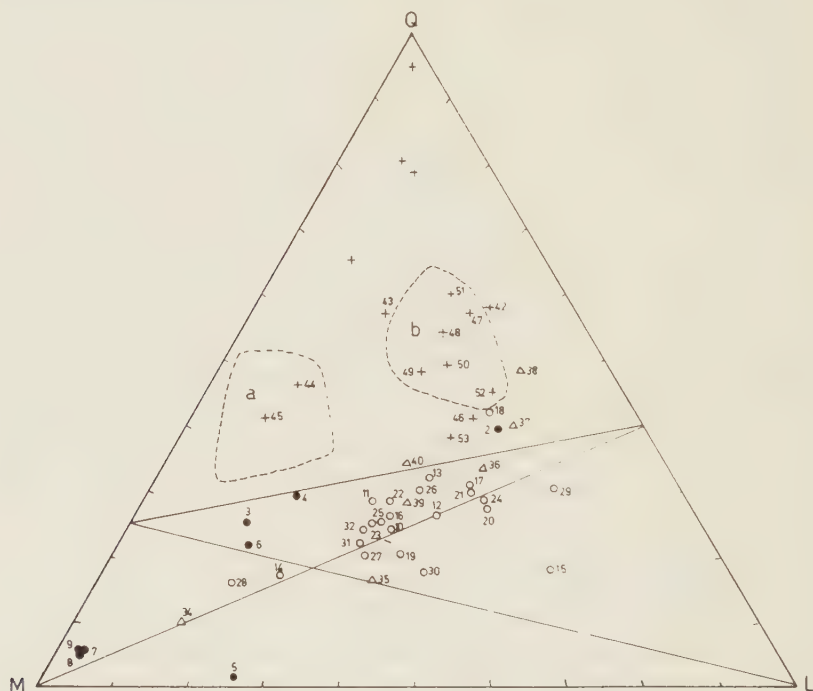


Fig. 34.

- = Gesteine des prätektonischen Plutonismus.
- = Gesteine des syntektonischen Plutonismus
- △ = basische Ganggesteine.
- + = Paragesteine.
- + ohne Nummer = Glimmerschiefer und -quarzite des Altkristallins (Projektionspunkte aus Umrechnung des Modalbestandes in Q-L-M).
- Feld a = „Stronalithfeld“.
- Feld b = „Kinzigitfeld“ (Werte aus Umrechnung des Modalbestandes in Q-L-M).

Tabelle 14. Gesteine des prätektonischen Plutonismus

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	π	γ	Q	L	M	
2.	97	20,1	48,7	29,1	2,1	0,09	0,66	0,60	0,89	0,18	39,4	41,8	18,8	Gabbro-Norit, Premosello, Steinbruch, HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. Th. HÜGI (Bern).
3.	93	11,0	80,0	7,5	1,5	0,03	0,76	0,09	0,71	0,00	25,0	15,4	59,6	Pyroxenit, Premosello, Steinbruch, HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. Th. HÜGI (Bern).
4.	91	18,4	32,0	47,2	2,4	0,12	0,53	1,5	0,77	0,49	29,2	20,0	50,8	Pegmatitische Ausbildung des Gabbro- Norites, Premosello, HUTTENLOCHER (1950)* Anal. Th. HÜGI (Bern), Lherzololith, Alpe Laghetto (Mte. Capio), BERTOLANI (1954).
5.	53	1,0	96,2	2,1	0,7	—	0,82	0,02	0,177	0,018	1,5	25,4	73,1	Pyroxenit, Mte. Capio, BERTOLANI (1954).
6.	90	7,8	79,8	11,8	0,6	—	0,81	0,15	0,86	0,054	22,2	17,7	60,1	Peridotit, Finero, PORRO (1896).
7.	91	0,98	97,7	0,23	1,09	0,32	0,97	0,002	0,00	0,002	5,4	3,9	90,7	Peridotit, Mti. Provola bei Finero, PORRO (1896).
8.	60	0,52	97,0	1,16	1,32	0,12	0,89	0,012	0,00	0,012	4,9	3,4	91,7	Peridotit, Valle di Capolo, RADEFF (1915).
9.	58	1,5	96	2,5	—	—	0,91	0,027	1,0	0,02	5,4	3,1	91,5	

Die Analysen der Gesteine von Premosello entstammen dem Erläuterungsblatt zur Exkursion der Schweiz. Min. Petr. Ges. in die Ivreazone, 1950. * unveröffentlichte Analysen.

Tabelle 15.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c fm	π	γ	Q
10.	110	28,6	35,7	28,6	7,1	0,10	0,36	0,80	0,6	0,12	24,4
11.	101	26,2	42,7	25,4	5,7	0,14	0,47	0,60	0,64	0,10	28,4
12.	92	24,8	42,6	27,3	5,3	0,12	0,51	0,64	0,65	0,15	26,3
13.	109	25,0	41,7	29,9	3,4	0,04	0,64	0,71	0,76	0,16	32,4
14.	82	11,4	59,5	24,5	4,6	0,23	0,51	0,41	0,42	0,23	17,2
15.	148	33,2	21,6	32,7	12,5	0,08	0,51	1,51	0,45	0,36	18,2
16.	104	17,8	48,8	28,7	4,7	0,11	0,53	0,53	0,58	0,24	26,1
17.	120	27,2	39,7	24,7	8,4	0,13	0,45	0,62	0,52	0,13	31,3
18.	169	35,1	33,8	20,9	10,2	0,18	0,35	0,62	0,50	0,00	42,4
19.	77	22,3	46,3	27,8	3,6	0,18	0,45	0,60	0,76	0,16	20,7
20.	91	30,2	38,7	26,3	4,8	0,26	0,66	0,68	0,73	0,02	27,3
21.	121	26,8	45,8	17,2	10,2	0,14	0,52	0,38	0,45	0,01	30,0
22.	116	18,4	42,5	30,9	8,2	0,46	0,31	0,73	0,38	0,33	28,0
23.	99	18,3	48,3	27,9	5,5	0,11	0,61	0,58	0,54	0,24	25,3
24.	114	28,0	39,0	23,2	9,8	0,17	0,50	0,60	0,48	0,11	28,8
25.	94	19,7	45,5	30,6	4,2	0,06	0,59	0,67	0,65	0,37	25,4
26.	120	22,0	45,9	23,8	8,3	0,05	0,57	0,52	0,45	0,18	29,8
27.	89	17,1	37,1	39,1	6,7	0,19	0,50	1,06	0,43	0,45	20,0
28.	79	8,2	52,8	35,7	3,3	0,16	0,64	0,67	0,42	0,37	16,0
29.	114	36,4	26,2	27,2	10,2	0,03	0,2	1,04	0,56	0,04	30,7
30.	76	22,8	45,2	25,6	6,4	0,07	0,48	0,57	0,56	0,16	17,5
31.	88	18,0	48,2	29,4	4,4	0,09	0,53	0,61	0,61	0,25	22,4
32.	93	18,2	48,6	28,8	4,4	0,06	0,59	0,59	0,61	0,23	24,3

* und ** unveröffentlichte Analysen.

Syntektonische Gesteine

L	M	
35,0	40,6	Amphibolnorit, Val Saccora (Sabbiola). BERTOLANI (1954).
30,6	41,0	Amphibolnorit, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
40,0	33,7	Gabbro, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
36,0	31,6	Glimmernorit am Kontakt zu Glimmerschiefer, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
24,3	58,5	Gabbro norit als Einschaltung in Glimmerschiefer, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
59,8	22,0	Gabbro norit als Einschaltung in Glimmerschiefer, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
33,9	40,0	Gabbro als Einschaltung in Glimmerschiefer, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
41,9	26,8	Norit, Strada Chiaverano-Monsino (Ivrea). DITTRICH (1898).
39,5	18,1	Diorit, Quarz und Hypersthen führend, Ivrea. VAN WERVEKE.
38,3	41,0	Amphibolgabbro, Ivrea. DITTRICH (1898).
46,5	26,2	Amphibolgabbro, Mte. Foggia. MILLOSEVICH (1927).
43,0	27,0	Norit, Mte. Foggia. MILLOSEVICH (1927).
32,9	39,1	Pyroxenamphibolit, Finero. PORRO (1896).
32,0	42,7	Hornblendediabas, Valle del Boschetto. RADEFF (1915).
45,0	26,2	Gebänderter Granat-Amphibolgneis, Cuzzago. **, Anal. ZBINDEN (Bern).
32,9	41,7	Gabbroider Pyroxen-Hornblendegneis, Anzola. HUTTENLOCHER (1942), Anal. F. STACHEL (Bern).
36,0	34,2	Gabbrodiorit, Pra del Fico (Ornavasso). Anal. TH. HÜGI*.
33,6	46,4	Pyroxen-Hornblendegneis, in dieser Arbeit als Amphibolit bezeichnet, Nibbio. HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. F. STACHEL (Bern).
18,0	66,0	Pyroxenamphibolit, Ronco (Strona). Anal. F. STACHEL (BERN).
53,7	15,6	Granatanorthosit, Brücke Fobello-Rimella. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
42,7	39,8	Granatgabbro, Brücke Fobello-Rimella. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
31,9	45,7	Amphibolgabbro, Migliandone/Toce. FAGNANI (1947).
31,5	44,2	Gabbro, Anzola, sog. „granito nero“. Anal. GALLITELLI, FAGNANI (1947).

Tabelle 16. Gangartig auftretende basische Gesteine (Übergang vom syntektonischen zum posttektonischen Plutonismus)

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Q	L	M	
33.	100	23,7	50,3	22,5	3,5	0,23	0,58	0,45	29,3	36,0	34,7	Lamprophyr-gabbroider Gang, Campello Monti. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
34.	66	6,1	78,8	12,6	2,5	0,16	0,79	0,16	9,8	14,6	75,6	Gabbroider Gang, Campello Monti. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
35.	84	16,8	44,4	30,5	8,2	0,15	0,40	0,68	16,5	36,1	47,4	Amphibolitische Lage neben Pegmatit im Marmor v. Candoglia. Anal. H. SPATZ (Bern)*.
36.	137	38,2	35,2	12,7	13,9	0,42	0,35	0,36	33,6	42,1	24,3	Hornblendemalchit, Nordufer des Lago Mergozzo. PREISWERK (1906).
37.	178	38,0	30,0	16,2	15,8	0,11	0,42	0,54	40,4	43,3	16,3	Hornblendemalchit, Nordufer des Lago Mergozzo. PREISWERK (1906).
38.	226	40,8	24,8	18,7	15,7	0,51	0,33	0,75	48,4	39,4	12,2	Glimmermalchit, Nordufer des Lago Mergozzo. PREISWERK (1906).
39.	103	22,1	46,7	26,3	4,9	0,11	0,46	0,59	28,3	35,2	36,5	Gabbroider Gang, Val Saccora. BERTOLANI (1954).
40.	115	23,0	45,5	28,5	2,5	0,27	0,51	0,63	34,5	31,8	33,7	Gangförmiger Gabbro, Brissago. BURRI und DE QUERVAIN (1934).

* und ** unveröffentlichte Analysen.

Tabelle 17. *Paragestine*

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Q	L	M	
41.	162	39,6	22,9	19,3	18,2	0,31	0,27	0,84	36,1	52,2	11,7	Randpartie einer gabbroiden Einschaltung, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
42.	347	46,9	21,1	9,2	22,8	0,31	0,39	0,44	58,0	31,6	10,4	Stronalith, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
43.	284	42,5	42,8	2,9	11,8	0,24	0,43	0,07	57,7	18,1	24,2	Biotitgneis, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
44.	156	46,6	45,7	2,8	4,9	0,44	0,34	0,06	46,6	12,0	41,4	Sillimanitbiotitgneis, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
45.	119	54,7	38,9	3,6	2,8	0,41	0,36	0,09	41,2	10,2	48,6	Sillimanitgneis (Stronalith), Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
46.	207	29,6	44,3	6,7	19,4	0,27	0,41	0,15	41,4	38,4	20,2	Biotitgneis, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
47.	341	40,8	31,4	6,25	21,55	0,34	0,35	0,20	57,5	29,4	13,1	Biotitgneis, Valle del Pellino. Anal. GALLITELLI, BERTOLANI (1954).
48.	275	34,2	41,5	10,0	14,3	0,50	0,39	0,24	54,4	27,4	18,2	Granatbiotitgneis, Isoella. Anal. GALLITELLI, BERTOLANI (1954).
49.	218	36,9	43,1	6,1	13,9	0,50	0,39	0,14	48,0	27,6	24,4	Sillimanitglimmerschiefer, Isoella. GALLITELLI, BERTOLANI (1954).
50.	225	31,6	44,7	10,7	13,0	0,25	0,29	0,24	48,8	29,8	21,4	Granatfeldspatgneis, Anzola. HUTTENLOCHER (1950)*, Anal. F. STACHEL (Bern).
51.	317	28,0	32,7	29,6	9,7	0,13	0,35	0,91	60,6	24,9	14,5	Biotitgneis, Campello Monti, Anal. F. STACHEL (Bern)**.
52.	218	31,0	39,9	14,5	14,6	0,23	0,51	0,36	45,6	37,9	16,5	Randpartie einer gabbroiden Einschaltung, V. Sabbiola. BERTOLANI (1954).
53.	172	23,1	53,4	9,8	13,7	0,12	0,52	0,18	38,1	35,8	26,1	Pyroxengranit, „Stronalith“, Ronco. Anal. F. STACHEL (Bern)**.
54.	174	4,5	33,3	58,6	3,6	0,22	0,54	1,07	43,2	8,6	48,2	Calciphyr, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).
55.	101	32,8	23,7	37,7	5,8	0,53	0,68	1,59	30,0	48,4	21,6	Calciphyr, Val Sabbiola. BERTOLANI (1954).

* und ** unveröffentlichte Analysen.

Die chemische Variationsbreite unserer Eruptivgesteine von ultrabasisch bis sauer kann durch magmatische Differentiation erklärt werden, ohne dass Hybridismus und Anatexis, die wohl lokal eine gewisse Rolle gespielt haben mögen, als Ursache der Variabilität mit in Betracht gezogen werden müssen, wie das Beispiel des Bushveld zeigt.

W. N. BENSON nahm eine Einteilung basischer Eruptivgesteinskomplexe nach tektonisch-petrographischen Gesichtspunkten vor und schied neben anderen auch einen Kordillerentypus aus. Dieser ist durch basische Gesteine charakterisiert, die in enger zeitlicher und lokaler Verknüpfung mit intermediären bis sauren Eruptivgesteinsmassiven oder -lakkolithen stehen. Die Bildung dieser Gesteinsvergesellschaftung erklärt BENSON durch Differentiation „in situ“ und in der Tiefe (neben Hybridismus und Assimilation). Die Intrusion sei syn- bis posttektonisch in bezug auf eine Faltengebirgsbildung erfolgt.

Die Eruptivgesteinsvergesellschaftung der untern Val d'Ossola weist eine grosse Ähnlichkeit mit dem Kordillerentypus BENSONs auf: prä-

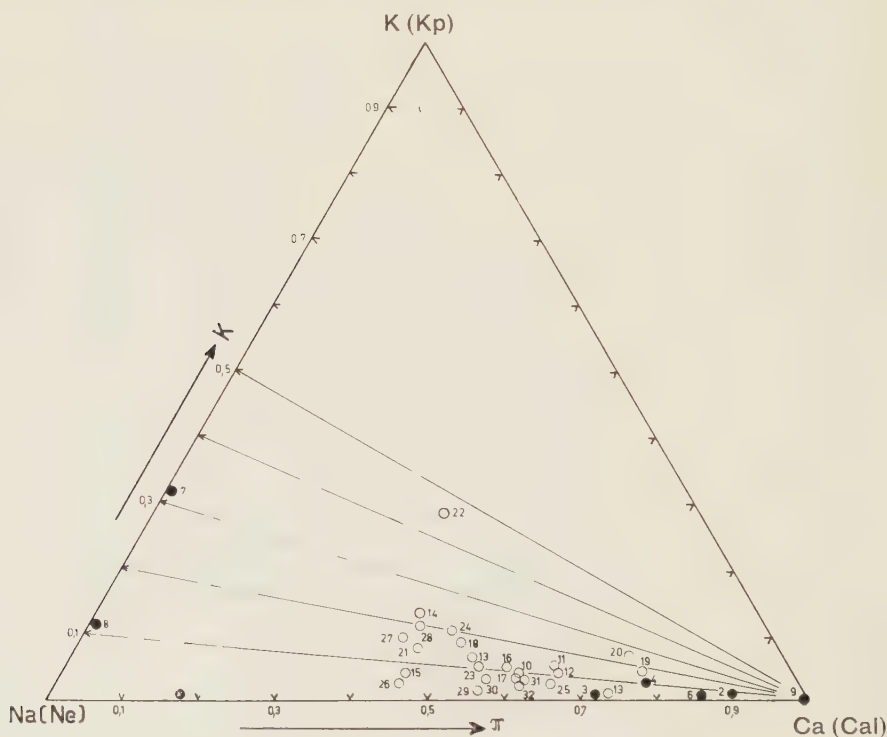


Fig. 35. k- π -Diagramm der prä- und syntektonischen Eruptivgesteine.

● = prätektonische, ○ = syntektonische Gesteine.

syn-, posttektonische Intrusion, einfacher Faltenbau des Gebirges, grossräumige Differentiation, sauer bis ultrabasisch, Differentiation „in situ“ unter Ausbildung der Bändertextur und der pegmatitoiden Bildungen (?) in den syntektonischen Gesteinen, massivartiger Bau des sauren Eruptivgesteinskomplexes (Granitmassiv von Baveno) und Hybridismus (Bildung der Granodiorite) sind Eigenschaften unserer Eruptivgesteine, die auch teilweise für den Kordillerentyp charakteristisch sind.

Die in Tab. 14—17 aufgeführten Gesteinsanalysen wurden Arbeiten über den italienischen Abschnitt der Ivreazone entnommen und in Niggli-Werte umgerechnet. Ferner wurden die Q-L-M- und π - und γ -Werte nach BURRI-NIGGLI berechnet. Die mit * und ** bezeichneten Analysen wurden im Berner Mineralogischen Institut auf Veranlassung von Prof. Dr. HUTENLOCHER durchgeführt und sind bisher unveröffentlicht. Mit * sind die Analysen bezeichnet, deren gewichtsprozentische Zusammensetzung schon weiter oben im Textteil aufgeführt ist. ** bezeichnet Analysen solcher Gesteine, die — mit einer Ausnahme (24) — ausserhalb des untersuchten Gebietes vorkommen. Ihre gewichtsprozentische Zusammensetzung kann

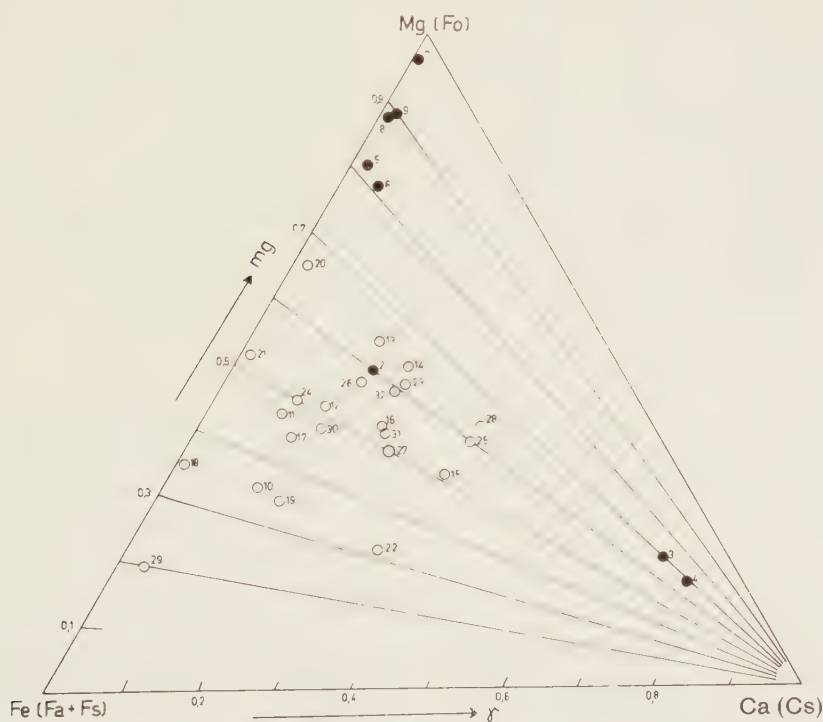


Fig. 36. mg- γ -Diagramm der prä- und syntektonischen Eruptivgesteine.

● = prätektonische, ○ = syntektonische Gesteine.

aus Tabelle 18 erschen werden. Ich möchte Herrn PD. Dr. TH. HÜGI an dieser Stelle für die Überlassung der Analysendaten herzlich danken.

In der folgenden Tabelle sind bisher unveröffentlichte Analysen von Ivreagesteinen zusammengestellt, sofern sie nicht schon im Textteil angeführt wurden.

Tabelle 18

	24	28	30	29	33	34	51	53
SiO ₂	48,15	44,21	43,00	43,65	46,90	42,12	71,73	58,45
Al ₂ O ₃	20,17	7,78	18,86	23,63	18,78	6,67	10,77	13,28
Fe ₂ O ₃	2,13	2,60	4,70	1,80	1,00	3,51	1,71	2,18
FeO	7,69	10,30	9,11	7,83	10,66	9,66	4,17	8,35
MgO	5,47	12,73	7,11	1,76	9,20	26,70	1,72	6,27
MnO	0,38	0,23	0,30	0,12	0,16	0,19	0,06	0,15
CaO	9,18	18,76	11,63	9,70	9,82	7,55	6,25	3,09
Na ₂ O	3,56	1,60	3,00	3,89	1,36	1,42	1,97	4,25
K ₂ O	1,14	0,48	0,34	0,22	0,52	0,40	0,46	0,89
TiO ₂	1,14	0,75	1,70	6,26	1,34	0,55	0,40	1,85
P ₂ O ₅	0,19	0,36	0,05	0,03	0,08	0,08	0,20	0,04
H ₂ O +	0,88	0,57	0,42	0,59	0,57	0,82	0,58	0,97
H ₂ O -	0,08	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05	0,09	0,05
CO ₂	—	0,15	0,08	0,02	—	—	—	0,02
BaO	—	—	0,14	0,02	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	0,09	0,14	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,01	0,03	—	—	—	—
	100,16	100,56	100,57	99,75	100,45	99,72	100,11	99,84

24 = gebänderter Granatamphibolgneis, Cuzzago.

28 = Pyroxenamphibolit, Ronco am Stronabach (NW Omegna).

30 = Granatgabbro, oberhalb Brücke Fobello-Rimella.

29 = Granatanorthosit, Brücke Fobello-Rimella.

33 = Lamprophyr-gabbroider Gang, Campello Monti.

34 = Gabbroider Gang, Campello Monti (Val Strona).

51 = Biotitgneis, Campello Monti (Val Strona).

53 = Stronalith, gestreifter Pyroxengranit, Ronco am Stronabach.

Analytiker (28, 30, 29, 33, 34, 51, 53) F. STACHEL (Bern); (24) ZBINDEN (Bern).

Die Eruptivgesteine

Die Darstellung der petrochemischen Eigenschaften der Eruptivgesteine im Q-L-M-Dreieck (Fig. 34) lässt folgende Merkmale feststellen:

1. Die Projektionspunkte für die Zusammensetzung der prä- und syntektonischen Gesteine liegen deutlich unter der Quarzsättigungslinie P-F. Damit in Übereinstimmung steht, dass Quarz in normal ausgebil-

deten Eruptivgesteinen der Ivreazone fehlt. Eine Ausnahme bilden die Malchite vom Lago Mergozzo (PREISWERK, 1906), deren geologische Stellung (Granitmassiv von Baveno oder Ivreazone) jedoch ungeklärt ist.

2. Mit abnehmendem *si* sinkt auch der alk-Gehalt, d. h. die Zusammensetzung der Gesteine tendiert eher gegen peridotitische Typen als gegen Foidite.

3. Über provinzielle Verhältnisse kann nichts ausgesagt werden, da sich im Bereich der Zusammensetzung der eruptiven Ivreagesteine (*si* mit Ausnahme der prätektonischen und weniger syntektonischer Gesteine zwischen 90 und 120; alk zwischen 4 und 10) atlantische und pazifische Provinz überlappen (vgl. BURRI und NIGGLI, 1945).

Die k - π - und mg - γ -Diagramme, Fig. 35 und 36, lassen erkennen, dass der Variationsbereich der basischen (syntektonischen) Ivreagesteine eng begrenzt ist: $k < 0,3$; $\pi > 0,4$; $mg > 0,3$; $\gamma < 0,4$.

Die Gesteine des prätektonischen Plutonismus, die von peridotitischen bis anorthositischen Varietäten vertreten werden, lassen von vorneherein eine grössere Streuung der Projektionspunkte erwarten: *si* 53—96; alk 0—2,4; $k < 0,3$; π 0—1; $mg > 0,7$; γ 0—0,8.

Ein Vergleich unserer Gesteine mit alpinen Ophiolithen lässt gemeinsame Züge erkennen (ähnliche k - π - und mg - γ -Verhältnisse). Für die Ophiolithe muss jedoch eine gewisse, wenn manchmal auch geringe Stoffwanderung bei der Metamorphose angenommen werden. Eine allein auf dem Chemismus basierende Aussage über die Verwandtschaftsbeziehungen zwischen den basischen und ultrabasischen Gesteinen der Ivreazone und den Ophiolithen erscheint mir deshalb zumindest zweifelhaft.

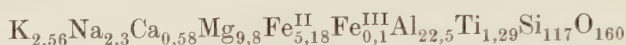
Die Paragesteine

Es ist hier eine grössere Variationsbreite in der chemischen Zusammensetzung zu erwarten, da ja ursprünglich lithologisch wechselnde Sedimente vorliegen. Man ist deshalb überrascht, dass zumindest die Gesteine des äusseren und inneren Kontakthofes, „Stronalithe“ und „Kinzigite“, mehr oder weniger deutlich begrenzte Felder besetzen. Die Projektionspunkte liegen über der Quarzsättigungslinie P-F; in den Gesteinen ist demnach freie Kieselsäure zu erwarten (siehe Fig. 34).

Um die stofflichen Unterschiede zwischen Glimmerschiefern und Kinzigiten (Gesteinen des äusseren Kontakthofes) einerseits und Glimmerschiefern und Stronalithen (Gesteinen des inneren Kontakthofes) andererseits deutlicher, als dies im Q-L-M-Dreieck möglich ist, hervortreten zu lassen, wurden die Standardzellen (nach BARTH, 1948) eines

Glimmerschiefers, eines Kinzigites und eines Stronalithes berechnet und miteinander verglichen.

Glimmerschiefer:



Kinzigit:



Stronalith:



Glimmerschiefer geht in Kinzigit über

durch Addition von

4,5	Ionen Al
0,18	Ionen Fe^{III}
0,86	Ionen Ca
0,67	Ionen Na

6,21 Ionen

16,056 Valenzen entsprechend

durch Subtraktion von

1	Ion Si
0,53	Ionen Ti
0,58	Ionen Fe^{II}
4,5	Ionen Mg
0,79	Ionen K

6,90 Ionen

16,07 Valenzen entsprechend

Glimmerschiefer geht in Stronalith über

durch Addition von

34,1	Ionen Al
0,48	Ionen Fe^{III}
0,27	Ionen Fe^{II}
0,74	Ionen Ca

35,59 Ionen

105,76 Valenzen entsprechend

durch Subtraktion von

26,75	Ionen Si
0,71	Ionen Ti
6,15	Ionen Mg
0,53	Ionen Na
1,82	Ionen K

35,96 Ionen

124,49 Valenzen entsprechend

Die Ergebnisse zeigen, dass die Bildung von Kinzigiten aus Glimmerschiefern sehr wohl durch metasomatische Prozesse erklärt werden können, wobei dem Glimmerschiefer Feldspatkomponenten zugeführt und Biotitkomponenten weggeführt wurden. Voraussetzung ist allerdings, dass das Gesteinsvolumen konstant blieb.

Die Bildung der Stronalithe dagegen lässt sich nicht allein durch Stoffzufuhr oder -wegfuhr während der Metamorphose erklären. Wohl

wird aus dem Glimmerschiefer Kalium und Magnesium weggeführt, wie dies auch beim Übergang von Glimmerschiefer zu Kinzigitgneis feststellbar ist: das sprunghafte Anwachsen des Aluminiumgehaltes und das ebenso schroffe Zurücktreten von Silizium kann aber nicht allein durch Metasomatose bewirkt sein. Es ist viel wahrscheinlicher, dass der Glimmerschiefer bei der Metamorphose im inneren Kontakthof eine Differen-

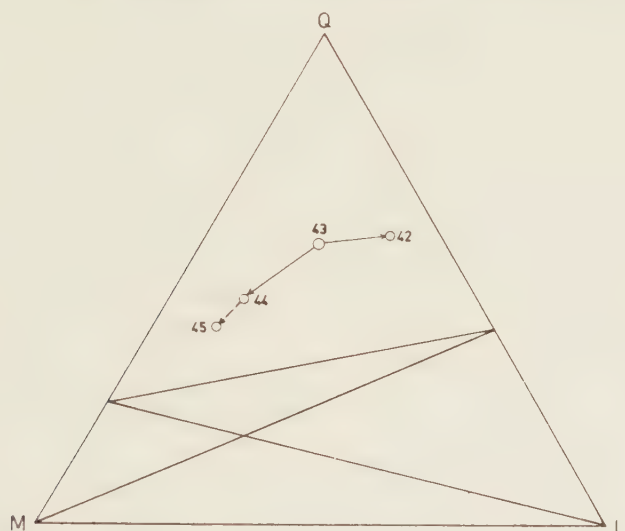


Fig. 37. Differentiationsverlauf bei der Metamorphose eines Glimmerschiefers im inneren Kontakthof.

43 = Biotitgneis, 44 = Sillimanit-Biotitgneis, 45 = Sillimanitgneis („Stronalith“),
42 = Granatplagioklasfels („Stronalith“).

tiation erlitt, deren Endprodukte als Granat-Sillimanitfelse (Stronalithe) und als Granatanorthosite vorliegen. Auch die Wechsellagerung zwischen Stronalithen und Granatanorthositen spricht für eine metamorphe Differentiation im inneren Kontakthof. Fig. 37 veranschaulicht den Differentiationsverlauf bei der Metamorphose eines Glimmerschiefers im inneren Kontakthof. (Analysen aus M. BERTOLANI, 1954). Nach BERTOLANI sind die Stronalithe (45, 44, 42) durch alle Übergänge mit dem Glimmerschiefer (43) verbunden.

DER GEOLOGISCHE BAU DER IVREAZONE

Die Ivreazone schmiegt sich in ihrem Streichen der allgemeinen Streichrichtung des Westalpenbogens an. Ihr innerer Aufbau ist, ver-

glichen mit den nördlich angrenzenden Gebieten, relativ einfach: Steilgestellte, mit 70 bis 90° wechselnd nord- oder südfallende Schichten — sie stellen wohl die Schenkel von Isoklinalfalten dar, deren Scheitel der Erosion zum Opfer fielen — und konstantes Nordost-Südweststreichen bilden die Regel. Im Tosatal bildet lediglich der unmittelbar an die Canavesezone angrenzende Teil der Ivreazone eine Ausnahme. Die Schichten fallen hier mit 50° nach Norden etwas flacher ein. Sie stellen den Nordschenkel eines weitgespannten Gewölbes dar, das von Megolo-Rumianca in nordöstlicher Richtung nach Vogogna auf die Nordseite des Tosatales hinüberstreicht. Auch der Südschenkel fällt mit 46° gegen Süden flacher ein. Einige hundert Meter östlich Megolo, bzw. Vogogna, stellt sich wieder das gewohnte Bild mit den steilgestellten, fast senkrecht einfallenden Schichten ein.

Neben planaren Strukturen sind auch lineare beobachtet worden und zwar als Grossfalten, Kleinfalten (in Kinzigitgneisen und Gabbros

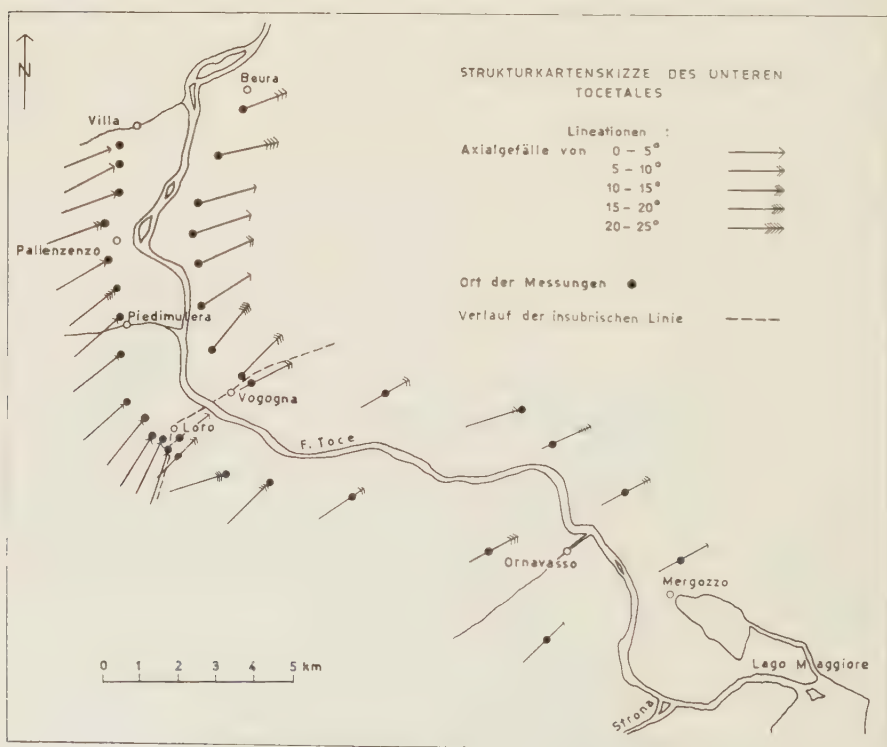


Fig. 38. Strukturkartenskizze des unteren Tocetales.

des Types Anzola) und Kleinfältelungen (in Glimmerschiefern, teilweise auch in Amphiboliten). Ferner kann in basischen Gesteinen eine undeutliche lineare Anordnung der Hornblenden festgestellt werden; sie wurde aber nirgends gemessen. Grossfalten und Kleinfältelung der Gabbros und Kinzigite, aber auch die der Glimmerschiefer des Altkristallins laufen einander parallel. Es scheint hier der Gebirgsbau einer älteren Orogenese von einer jüngeren übernommen worden zu sein.

Auf der Karte, Fig. 38, sind die Richtungen und das Gefälle der Lineationen (Faltenachsen und Fältelungsachsen) eingetragen. Die Messungen wurden über das petrographisch untersuchte Gebiet hinaus bis Villa-Beura ausgedehnt.

Ein wichtiges Ergebnis der Messungen scheint mir darin zu liegen, dass die allgemeine Richtung der Faltenachsen und Lineationen nördlich und südlich der insubrischen Linie, also in der eigentlichen Wurzelzone und der Ivreazone, in unserem Querschnitt recht ähnlich ist. Eine Abweichung von diesem Verhalten macht sich aber in der Nähe der insubrischen Linie bemerkbar (vor allem bei Loro). Die Faltenachsen und Lineationen des Canavese schmiegen sich gegen Süden dem lokalen Streichen der insubrischen Linie (bei Loro Nord-Süd) an, während die Lineationen der Ivreazone unbekümmert um den Verlauf der insubrischen Linie ihre Richtung beibehalten. Die Entstehung der Lineationen in der Canavesezone muss alpin sein, da sie ja auch in mesozoischen Sedimenten festzustellen ist. Die Lineationen der Ivreazone müssen älter, wahrscheinlich präalpin sein. Bekräftigt wird diese Ansicht dadurch, dass die Lineationen der Ivreazone von den Myloniten der insubrischen Linie diskordant abgeschnitten werden.

Ich bin mir dessen bewusst, dass diese Deutung, die sich nur auf eine geringe Anzahl von Messungen im Talquerschnitt der Tosa stützt, nur hypothetisch sein kann. Die Ausdehnung der Messungen über das ganze Gebiet der Ivreazone und der Zone des Canavese könnte jedoch dazu beitragen, das Problem der tektonischen Stellung der Ivreazone im Alpengebäude einer Klärung näherzubringen.

P. WALTER (1950) beschäftigte sich mit der Frage, warum zwischen Mastallone und Toce der basische Hauptgesteinszug durch kinzigitische Gesteine ersetzt wird. Als Grund nahm er eine axiale Depression zwischen Mastallone und Toce an; die Kinzigite wären demnach Dachgesteinspartien, die von der Erosion noch nicht vollständig abgetragen wurden. Diese Theorie erfuhr dadurch eine teilweise Bestätigung, dass die Gesteine der Kinzigitserie dem basischen Hauptgesteinszug flach aufliegen, wie das bei einer Begehung in der Gegend von Cervarolo im Mastallonetal

festgestellt wurde. Diese Feststellung und die Tatsache, dass die dem basischen Hauptgesteinszug unmittelbar benachbarten Paragesteine zu einem beträchtlichen Teil als Plagioklas-Granat-Sillimanitfelse, sogenannte „Stronalithe“ oder als Plagioklas-Granatfelse ausgebildet sind, trugen wesentlich dazu bei, dass in der vorliegenden Arbeit die Kinzigitserie in einen äusseren und einen inneren Kontakthof gegliedert wurde. Das Axialgefälle beträgt bei Cervarolo 12 bis 15° gegen Nordosten. Gegen das Tosatal müsste aber, WALTERS Theorie der axialen Depression folgend, das Axialgefälle nach Südwesten umschlagen. Dies trifft nun keineswegs zu, wie aus der Karte (Fig. 38) ersichtlich ist. Auch auf der Ostseite des Toce, wo der basische Hauptgesteinszug wieder geschlossen erscheint, fallen die Faltenachsen nach Nordosten ein. Dieses Verhalten ist vielleicht so zu erklären, dass die Tosa einem grossen Querbruch folgt, der den westlich der Toce liegenden Teil der Ivreazone gegen den östlichen nach unten versetzte. Dem durchschnittlichen Axialgefälle und der Entfernung Toce-Mastallone entsprechend, würde die Sprunghöhe etwa 1,5 bis 2 km betragen.

Durch die Annahme eines Bruches im Tosatal liessen sich auch die seitlichen Versetzungen und Mächtigkeitsschwankungen der Apophysen des basischen Hauptgesteinszuges westlich und östlich der Tosa erklären. Es muss jedoch auch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, dass einzelne Apophysen zwischen der westlichen und östlichen Talflanke der Tosa auskeilen und somit das Bild einer seitlichen Versetzung vortäuschen.

Die Ausbildung des Bruches könnte sehr jung, vielleicht alpin sein: Anhaltspunkte hierfür liegen jedoch nicht vor.

Zusammenfassung

Abschliessend soll anhand der Untersuchungsergebnisse versucht werden, die Vorgänge, die zur Ausbildung der Ivrea- und Stronazone geführt haben, in ihrer zeitlichen Abfolge kurz darzustellen.

1. Vorherzynische Zeit

Glimmerschiefer und Marmore lagen schon als solche vor. Alter der Metamorphose und der Orogenese unbestimmt, wahrscheinlich aber präkambrisch.

2. Frühherzynische Zeit

Intrusion von ultrabasischen Magmen (Gabbonorite und Olivin-gabbros von Premosello und Megolo) in Glimmerschiefer, die von den Ultrabasiten kontaktlich metamorphosiert wurden (unter Bildung von Plagioklas-Granatfelsen \pm Sillimanit).

3. Herzynische Faltungsphase

Verfaltung und mechanische Deformation der ultrabasischen Gesteine und der Glimmerschiefer.

Schubweise Intrusion der Gesteine des basischen Hauptgesteinszuges und seiner Apophysen (= basische Einschaltungen in der Kinzigitzone) unter Ausbildung eines inneren (Plagioklas-Granatfelse \pm Sillimanit) und eines äusseren Kontakthofes (Granat-Biotit-Plagioklasgneise, sogenannte Kinzigitgneise) um den basischen Hauptgesteinszug. Metamorphose der Glimmerschiefer und der Marmore ausserhalb des Kontakthofes.

Teilweise Rekristallisation der Ultrabasite und der von ihnen metamorphosierten Paragesteine.

Intrusion der Ganggefolgschaft der basischen Eruptivgesteine.

4. Spätherzynische Zeit

Intrusion der Granite des Granitmassives von Baveno und ihrer zugehörigen Pegmatite in die südliche Kinzigitserie und die Stronazone (Schollen von Gesteinen der basischen Apophysen und von Glimmerschiefern in Granit). Thermische Beeinflussung der Glimmerschiefer unter Ausbildung von Glimmerhornfelsen am Kontakt zu den Graniten.

5. Alpine Orogenese

Entstehung des Bruches im Tosatal?

In der insubrischen Phase der Orogenese-Bildung der insubrischen Linie unter gleichzeitiger Angleichung der Lineationen in der Canavesezone an den lokalen Verlauf der insubrischen Linie, während die herzynischen Strukturen der Ivreazone ungestört blieben.

Die tektonische Stellung der Ivreazone im Alpengebäude

Wie anhand der Strukturkartenskizze (Fig. 38) zu zeigen versucht wurde, gehört der tektonische Bau der Ivreazone und der Canavesezone verschiedenen orogenetischen Phasen an. Nach der zeitlichen Gliederung

der orogenetischen Bewegungen – sie basieren auf der Voraussetzung, dass die Granite des Lago Maggiore herzynisch sind (NOVARESE, 1933, und FRANCHI, 1906) – kommt den Strukturen der Ivrea- und Stronazone präalpinen, wahrscheinlich herzynisches Alter zu: sie sind deshalb zum südalpinen Seengebirge zu stellen. (Die Stronazone lässt ihre Zugehörigkeit zum Seengebirge schon dadurch erkennen, dass sie Cenerigneis enthält. Vgl. BÄCHLIN, 1937.) Damit kann die Ivreazone nicht als Wurzel einer alpinen Decke betrachtet werden, was aber nicht ausschliesst, dass ähnliche Gesteinsassoziationen (seconda zona diorito-kinzigitica und Zone von Bellinzona) in den alpinen Bau eingegliedert wurden.

Riassunto

Si cercherà di descrivere i vari processi e la loro cronologia che portarono alla formazione della zona di Ivrea e della zona Strona.

1. Periodo preercinico o principio del periodo ercinico

Intrusioni di magma ultrabasic (gabbrioriti e gabbro oliviferi di Premosello e Megolo) nei micascisti che subiscono una metamorfosi per gli ultrabasiti di contatto (con formazione di roccia granatifera con plagioclaso \pm sillimanite).

2. Fase di piegamento ercinico

Piegamento e deformazione meccanica delle rocce ultrabasiche e dei micascisti.

Intrusione a ondate successive delle rocce basiche gabbro-dioritiche e delle loro apofisi (= strati intercalari basici nella serie kinzigitica) con formazione di un'aureola di contatto interna (rocce granatifere con plagioclaso e \pm sillimanite) e esterna (gneiss con granato, biotite, plagioclaso, cosiddetto gneiss kinzigitico) intorno alla zona basica gabbro-dioritica. Metamorfosi dei micascisti e dei marmi al di fuori dell'aureola di contatto...

Recristallizzazione parziale degli ultrabasiti e dei micascisti metamorfosati da essi. Intrusione dei derivati filonici delle rocce eruttive basiche.

3. Tardo periodo ercinico

Intrusione dei graniti del massivo granitico di Baveno e dei relativi pegmatiti nella serie kinzigitica meridionale e nella zona Strona (massi

di rocce delle apofisi basiche e dei micascisti in granito). Dove c'è contatto con graniti si è avuta influenzazione termica dei micascisti con formazione di micascisto hornfelsico.

4. Orogenesi alpina

Formazione di una faglia nella Val d'Ossola?

Nella fase insubrica dell'orogenesi formazione della linea insubrica con formazione contemporanea delle lineazioni nella zona del Canavese presso il percorso locale della linea insubrica, mentre al contrario le strutture erciniche della zona di Ivrea rimanevano indisturbate.

Anhang

Exkursionsführer durch die untere Val d'Ossola (Ivrea- und Stronazone)

von *Josef Schilling*

unter Mitbenützung von Aufzeichnungen von Prof. Dr. *Huttenlocher*

Die Aufschlüsse sind auf Tafel I verzeichnet.

Günstigster Exkursionstermin: März bis Juni oder Herbst. Dauer: Motorisiert 1—1½ Tage, zu Fuss 2—2½ Tage. Ausrüstung: Bergschuhe oder starke Halbschuhe, Sonnenschutz. Route: Loro-Rumianca-Anzola-Ornavasso-Gravellona-Mergozzo-Candoglia-Nibbio-Cuzzago Premosello.

Quartier für Exkursionen mit einer Teilnehmerzahl von 8 Personen in Ornavasso, Albergo Italia, oder Premosello, Albergo Provan, wo auch preiswert gegessen werden kann. Für Exkursionen mit mehr als 8 Teilnehmern Quartier in Domodossola, Pallanza oder Baveno.

Topographische Karten: Carta d'Italia, 1:25 000, Blätter Villadosola, Rumianca, Premosello, Ornavasso.

Geologische Karten: Carta geologica d'Italia, 1:100 000, Blätter Domodossola (Nr. 15) und Varallo (Nr. 30). Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000, Blatt 7, Ticino.

Von Domodossola kommend benützt man die Simplonstrasse bis 500 m nach Pallanzeno, zweigt am Niveauübergang in die Strasse nach Piedimulera-Macugnaga ab, verlässt diese jedoch in Piedimulera vor der Brücke über die Anza. Man überquert die Anza und nimmt die Strasse nach Pieve Vergonte-Rumianca.

Bei Loro, etwa halbwegs zwischen Pieve Vergonte und Rumianca erreicht man den ersten Aufschluss des Exkursionsgebietes.

Aufschluss Nr. 1, Loro

Grenzgebiet zwischen Canavesezone und Ivreazone

Am südlichen Ortsende von Loro steht eine Kapelle direkt über der Strasse auf einem 5 m hohen Felssporn. Man erreicht sie am besten über die kleine Grasböschung, die auf ihrer Südseite sanft zur Strasse abfällt. Die Südwand der Kapelle steht auf dem Gabbro Typ Anzola, der schon der Ivreazone angehört. Der Aufschluss befindet sich unmittelbar unter der Kirche. Die Nordwand steht auf den Myloniten der insubrischen Linie.

Zwischen der Kapelle und dem Bachschuttkegel des Rio del Loro — er verläuft der insubrischen Linie parallel — sind in der Böschung oberhalb des Dorfes Dolomite und Chlorit-Serizitschiefer des Canavese mit eingeschuppten, stark ausgewalzten Ivreagabbros aufgeschlossen. Auch westlich vom Rio del Loro sind die Serizitschiefer sehr schön aufgeschlossen; eine Gabbroschuppe steht 3 m westlich vom Bach, unmittelbar über dem südlichsten Haus von Loro an.

Aufschluss Nr. 2, Steinbruch von Anzola

Syntektonischer Gabbro

Anzola erreicht man von Loro aus über Rumianca-Megolo. Bei Megolo überquert man mächtige Bachschuttkegel. Man fährt durch Anzola und biegt 300 m östlich des Ortsausgangs nach Süden in den Weg zum Steinbruch ab. Der Weg ist auch mit grossen Cars befahrbar: Parkier- und Wendemöglichkeit an der Halde des Steinbruchs.

Die Erlaubnis zum Besuch des Steinbruchs erteilt gerne der Capo im Steinbruch oder — wenn anwesend — der Besitzer, Sig. Moschini aus Ornavasso (spricht französisch).

Der Aufschluss zeigt einen Pyroxen-Hornblendegabbro mit auffallend frischen Plagioklasen. Bewegliche pegmatitische Lösungen verursachten Schlieren von grobkörnigem Diopsid und anorthitreichem, glasig durchscheinendem Plagioklas. In der östlichen Flanke bei der Wasserfassung Stronalithband. Gegen den Kontakt zum Stronalith führt der Gabbro Schollen von Granat-Diopsidfels. Direkt über der Wasserfassung setzt ein gangähnlicher, nord-südstreichender Mylonit auf.

Aufschluss Nr. 3, Höhenweg von Teglia nach Ornavasso

Gabbros des Types Anzola, teilweise granat- und biotitführend, Kinzigitgneise, Glimmerschiefer mit zwischengelagerten Turmalinpegmatiten, Fleckamphibolit, Marmor

Von Anzola kommend erreicht man 600 m vor der Ortschaft Teglia wieder die Simplonstrasse, die man jedoch kurz nach Teglia, nach dem Beginn des geraden Strassenstückes zwischen Teglia und Ornavasso verlässt. (Das Fahrzeug wird am besten nach Ornavasso vorausgeschickt, günstigster Treffpunkt ist „piazza stazione“ in Ornavasso.) Hier bildet der „Bara“ eine steil nach Süden abfallende Felsnase, die bis an die Strasse heranreicht. Sie wird von Gesteinen des äusseren Kontakthofes, sogenannten Kinzigitgneisen und Gabbros (teilweise mit Granat und Biotit) des Types Anzola aufgebaut. Kinzigitgneise sind hier quarzreiche Plagioklas-Biotitgneise \pm Granat. Die Kinzigitgneise führen zweierlei Plagioklase, einen Oligoklas-Andesin, der allgemein in den Paragesteinen der Kinzigitserie zu finden ist, und einen Labrador-Bytownit, der auch in den syntektonischen Gabbros vorkommt.

In einer Entfernung von etwa 200 Metern von der Strasse stehen die Kinzigitgneise in typischer Ausbildung im unteren Teil der Südwand an. Man gelangt zu der Stelle über den als Materiallager benützten, unmittelbar unter der Südwand der Felsnase liegenden Platz.

Der obere Teil der Wand wird von Gabbros, die mit Kinzigitgneisen wechsellagern, gebildet. Direkt von der Simplonstrasse führt ein Maultierweg in zahlreichen Windungen über die Felsnase zum „Bara“. Dieser Weg ist nur zu Fuss begehbar (Vorsicht: an heissen Tagen Vipern!).

In einer Höhenlage von 425 Metern zweigt gegen Süden der Höhenweg nach Ornavasso ab. Bis etwa 500 m nach der Abzweigung Wechselagerung von Kinzigiten mit Gabbros des Typus Anzola, danach setzen die ersten Glimmerschiefer des Altkristallins ein. Den Glimmerschiefern sind mächtige Pegmatitgänge zwischengeschaltet, die wohl im Granitmassiv von Baveno ihren Ursprung haben. Nach weiteren 150 m Einschaltung von einem Fleckamphibolit. Makroskopisch gut erkennbare Hornblende-Plagioklas-„reaction rims“ um Granat. Nach dem Aussetzen des Fleckamphibolites vererzte Glimmerschiefer und Amphibolite bis zur Brücke über die Val Buona. Danach wieder Glimmerschiefer mit stellenweise eingeschalteten basischen Gesteinen. Bei einer alten Bauhütte mündet der Höhenweg in die mit mittleren Cars befahrbare Strasse, die von Ornavasso zur Madonna del Boden führt. Kurz vor der Einmündung wird vom Höhenweg ein alter, sehr tief eingeschnittener Mar-

morabbau überbrückt. Die Reste des Marmordepots finden sich unmittelbar an der Strasse, bei der Einmündung des Höhenweges.

Aufschluss Nr. 4, Marmorbruch von Madonna del Boden

Grauer Marmor

Etwa halbwegs zwischen der Einmündung des Höhenweges in die Strasse und Madonna del Boden wurde neuerdings ein Marmorbruch in Betrieb genommen. Erlaubnis zur Besichtigung erteilt Sig. Moschini, Ornavasso (gelbes Haus an der Brücke über den Rio S. Carlo).

Der hier abgebaute Marmor ist von grauer Farbe und stellenweise sehr silikatreich (Hornblende, Quarz).

Aufschluss Nr. 5, zwischen Höhenweg und „La Guardia“

Malchite in Glimmerschiefer und Marmor

Zwischen dem Höhenweg und der alten, schlossartigen Kirche „La Guardia“ oberhalb Ornavasso zweigt etwa 100 m oberhalb der Kirche ein kleiner Weg zu einem alten Marmorabbau ab. Die Abzweigung ist leicht zu finden, da an dieser Stelle die Strasse durch Aufschüttung verbreitert wurde. An diesem Weg steht 5 m nach der Abzweigung ein etwa 80 cm mächtiger Hornblendemalchit an, der die Glimmerschiefer diskordant durchbricht. Bis zum alten Marmorbruch sind durch den Wegeschnitt noch mehrere Malchitgänge aufgeschlossen.

Im Steinbruch wurde ein weisser Marmor unter Tage durch Vortrieb eines Stollens abgebaut. Der Eingang zum Stollen ist durch ein Holztor verschlossen; den Schlüssel erhält man bei Sig. Moschini. Im Stollen sind besonders am Stoss wiederum basische Gänge zu beobachten, die in den Marmor intrudierten. Auf der Halde vor dem Abbau sind Handstücke dieser Gesteine leicht zu finden.

Aufschluss Nr. 6, Granodiorit von Camponi

(Posttektonischer Plutonismus)

Von Ornavasso aus fährt man auf der Simplonstrasse Richtung Gravellona bis zum Niveauübergang der Bahnlinie Domodossola–Novara. Kurz vor dem Bahnwärterhaus führt ein schmaler Weg zu den Häusern von Camponi. Zwischen diesen und dem Bergabhang stösst man auf einen nach Ornavasso führenden Fusspfad, der nach etwa 100 m an einem verfallenen Steinhaus vorbeiführt. Hinter diesem Haus ist in

einem kleinen aufgelassenen Steinbruch der Granodiorit von Camponi in schöner Ausbildung aufgeschlossen. Auffallend ist der grosse Biotit-, stellenweise auch Granatgehalt des Gesteines. Vermutlich stellen die Granodiorite resorptionsreiche Apophysen des Bavenogranites dar. Auf der rechten oberen Seite des Bruches — er ist nur 2 bis 3 m hoch — wird der Granodiorit von einem Aplitgranit intrudiert.

Von Aufschluss Nr. 6 führt der Fusspfad weiter nach Norden zum

Aufschluss Nr. 7, verlassener Steinbruch des Gabbrodiorites von Pra del Fico

(Etwa 150 m nördlich Aufschluss Nr. 6)

Der Gabbrodiorit von Pra del Fico stellt die letzte Phase des syntektonischen Plutonismus dar. Auch hier vereinzelt pegmatitische Nester wie im Gabbro von Anzola, von dem er sich jedoch durch grösseren Feldspat- und Hornblendegehalt und feineres Korn unterscheidet.

Aufschluss Nr. 8, südlich von Camponi

Granit von Pedemonte

Einige Meter südlich der Häuser von Camponi ist an der Talflanke die feinkörnige Randfazies des Granites von Pedemonte aufgeschlossen. Quarzdiorit und Randpartie des Granites sind durch gleiche Paralleltextur miteinander verbunden. Die Paralleltextur fehlt der normalen Ausbildung des Granites völlig. Die feinkörnige Fazies geht etwa 350 m südlich von Camponi in die normale Ausbildung über.

Aufschluss Nr. 9, Biotitgneis von Santa Maria

Von Camponi auf der Simplonstrasse bis Gravellona. Man fährt jedoch nicht in das Dorf hinein, sondern auf der ersten breiten Strasse nach rechts zum Bahnhof. An der Bahnlinie biegt man nach links ab und folgt ihr, bis man am Niveauübergang auf die Strasse nach Pedemonte trifft. Man überquert die Geleise und fährt auf der leicht gewundenen Strasse bis Pedemonte. Von dort führt ein schmaler, mit Cars nicht befahrbarer Feldweg nach den etwa 600 m südlich von Pedemonte liegenden Häusern von Sta. Maria. Hinter diesen erreicht man über eine mit Bäumen bestandene steile Böschung den halbmondförmig begrenzten Aufschluss des Biotitgneises von Sta. Maria. Das grobkörnig-pegmatitisch ausgebildete Gestein bildet eine etwa 3 m hohe Felswand. Auffallend sind die bis mehrere Zentimeter grossen Aggregate von leicht chloriti-

siertem Biotit und die feingranulierten, wie Zucker aussehenden Plagioklasse. (Die Struktur des Gesteines verrät eine gewisse Ähnlichkeit mit den Cenerigneisen, doch konnten Beziehungen zu diesem nicht festgestellt werden.)

Aufschluss Nr. 10, Granit des Mont Orfano

Von Sta. Maria zurück nach Gravellona. Nach der Kreuzung im Zentrum des Dorfes benützt man die Strasse nach Fondo Toce bis zur Brücke über den Toce an der Südflanke des Mont Orfano. Unmittelbar nach der Brücke biegt man scharf links nach Mergozzo ab. Zwischen der Brücke und Mergozzo folgt die Strasse auf etwa einen Kilometer der Westflanke des Mont Orfano. Hier befinden sich zahlreiche Aufschlüsse des Granites von Mont Orfano. Der Granit ist die weisse Abart des Granites von Baveno, von dem er sich durch etwas höheren Quarzgehalt und das Zurücktreten der Drusenräume unterscheidet. In diesen finden sich seltene Minerale wie Heulandit, Stilbit, Laumontit, Chabasit, Zinnwaldit, Torbernit, Prehnit, Gadolinit, Baryt, Parisit, Oktaedrit (vgl. BATTAINI u. andere, 1943).

Stelle Nr. 11, Depot des grünen Granites von Mergozzo

Zwei Kilometer nach der Brücke über den Toce, etwa 250 m vor dem ersten Haus von Mergozzo, befindet sich direkt an der Strasse ein Granitdepot (Hütte und Steinsäge), in dem der grüne Granit (autometamorphe Fazies des Mont-Orfanogranites) bearbeitet wird. Das Gestein zeigt rote Quarze (Rutileinschlüsse), die das Bild des grünen, chloritreichen Gesteins sehr beleben. (Die Sitzbänke des Perrons 2 im Bahnhof von Domodossola bestehen aus dem grünen Granit von Mergozzo.) Der Steinbruch des grünen Granites befindet sich etwa 200 m über dem Tal in der Nordflanke des Mont Orfano. Er kann über einen gewundenen Weg vom Depot aus in etwa 40 Minuten erreicht werden.

Aufschluss Nr. 12, Kontakt Granit-Glimmerschiefer

Bei der nächsten Strassenabzweigung, etwa 100 m nach Stelle Nr. 11, führt ein Feldweg durch ein Granitdepot zur Nordwestflanke des Mont Orfano. Nach dem Depot wendet sich der Weg nach links: etwa 150 m nach der Abzweigung erreicht man einen Bildstock. Die Felsen direkt neben der Strasse, etwa 30 m vor dem Bildstock, bilden den Kontakt zwischen Granit und Glimmerhornfels. Mehr oder weniger mächtige Granitlagen dringen in den Glimmerschiefer ein und nehmen

dabei auch Schollen der Glimmerschiefer auf (gedrehte Schollen in Granit). Von hier aus führt der Weg in etwa 20 Minuten um die Nordostflanke des Mont Orfano herum zu einem Steinbruch, in dem ebenfalls eine grüne, hydrothermal veränderte Granitvarietät abgebaut wird.

Aufschluss Nr. 13, Hornfels aus dem Kontakthof des Granites

Von Aufschluss Nr. 11 durch das Depot zurück zur Strasse nach Mergozzo. Bei der Bahnunterführung vor dem Ortseingang von Mergozzo steht hornfelsartiger Biotitschiefer an. Das Gestein gehört zum Kontakthof des Mont-Orfanogranites, der keine stoffliche, sondern nur thermische Veränderungen an den Biotitschiefern hervorrief.

Aufschluss Nr. 14, Granitbruch von San Rocco

Etwa 200 m nach der Bahnunterführung biegt man nach links in die Strasse von Mergozzo nach Candoglia ein, auf der man etwa 600 m nach Norden bis zum Friedhof fährt. Gegenüber dem Friedhof zweigt ein Feldweg zu den Häusern von San Rocco ab; man lässt diese hinter sich und erreicht nach etwa 150 m den Steinbruch von San Rocco (250 m nordöstlich vom Friedhof).

Der Granit von San Rocco ist die gneisige Abart des Mont-Orfanogranites. Das Gestein zeigt reine Mechanisierungserscheinungen ohne Mineralneubildungen in der Epistufe.

Aufschluss Nr. 15, Grenzgebiet zwischen Ivreazone und Stronazone bei S. Andrea

Vom Friedhof von San Rocco fährt man 1,5 km nach Norden bis zum ersten Haus von Candoglia, das etwas abseits von der Strasse steht, aber nicht zu verfehlen ist. Hier zweigt ein Weg nach Südosten zur Kapelle S. Andrea ab. Am Weg, etwa 100 m nach der Abzweigung von der Hauptstrasse, befindet sich das Depot eines aufgelassenen Pegmatitabbaues. In den herumliegenden Stücken sind Turmalin und Granat zum Teil in grossen Kristallen festzustellen. Nach dem Depot führt der Weg durch einen lichten Wald (an der linken, d. h. Nordostseite des Weges sind Glimmerschiefer mit zahlreichen Pegmatitgängen aufgeschlossen) zur Kapelle S. Andrea, die auf einem Bachschuttkegel erbaut wurde. Über eine aus roh behauenen Steinplatten gefügte Treppe geht man zur Kapelle hinauf. Der Aufschluss Nr. 15 befindet sich etwa 50 m nordöstlich der Kapelle am Abhang. Der Aufschluss zeigt einen Primärkontakt zwischen den Glimmerschiefern der Ivreazone und dem Quarzdiorit (Typ Camponi), mit dessen Auftreten die Stronazone beginnt.

Der Kontakt beweist die Zusammengehörigkeit von Ivreazone und Stronazone.

Aufschluss Nr. 16, Steinbruch für den Marmor des Mailänder Domes bei Candoglia

Von S. Andrea nach Candoglia. Im Dorfe, an der Hauptstrasse, steht ein Brunnen mit dem Relief des Konzessionsgebietes des Marmorbruches. (Besitzer ist die Verwaltung des Mailänder Domes.) Hinter dem Brunnen, unmittelbar an der Strasse, örtliche Verwaltung und technisches Bureau des Marmorbruches. Das Haus ist durch die in die Strasse eingebaute Bodenwaage nicht zu verfehlen. Die Genehmigung zum Besuch des Steinbruches kann im Bureau, besser aber schon vor der Exkursion schriftlich bei „Fabbrica Duomo di Milano, Mergozzo, Val d'Ossola, Frazione Candoglia“ eingeholt werden.

Der Weg zum Steinbruch zweigt am Brunnen nach Norden ab. Er kann nur zu Fuss benützt werden, da keine Genehmigung zum Befahren erteilt wird. Am Weg zum Bruch flatschige Glimmerschiefer mit mehr oder weniger mächtigen Marmorlinsen und Pegmatitgängen (Provenienz der Pegmatite wahrscheinlich Granitherd von Baveno). Abbau des Marmores im unteren Bruch unter Tage, im oberen über Tag, in beiden Fällen mit laufendem Draht und Sand (photographieren verboten). Die Marmore werden sowohl von basischen Ganggesteinen, die alle Stufen der Auflösung zeigen (endogene Metamorphose), und Pegmatiten durchsetzt. Es kommt dabei zur Bildung von Hornblende, Phlogopit und Titanit; auch Axinit ist bekannt.

Aufschluss Nr. 17, Steinbruch von Nibbio

Gabbroides Mischgestein von Nibbio

Von Candoglia über Albo und Bettola nach Nibbio. Etwa 100 m vor Nibbio Halt bei der Kapelle S. Pietro. 50 m nördlich der Kapelle Steinbruch von Nibbio.

Der Aufschluss zeigt ein schlierig-bänderiges Mischgestein, das vielleicht durch die Resorption von in Gabbro eingebrochenen Dachgesteinspartien entstand. Zahlreiche, dem Gesteinsgefüge meist parallel eingelagerte, nesterförmige Mikroclinpegmatite sind bemerkenswert. Die pegmatitische Durchströmung bewirkte selektive Extraktion der Gesteinsgrundsubstanz und Ausscheidung grosser Diopsidkristalle, oft zusammen mit Granat und Quarz. Das Gestein enthält zahlreiche Marmorschmitzen, die neben Epidot und Titanit auch viel — makroskopisch aber kaum identifizierbaren — Skapolith führen.

Im unteren Teil der Südwand des Bruches befindet sich der Eingang zu einem Aufschlussstollen, der zum Abbau von Erzen (Ni-führender Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende) vorgetrieben wurde. In der Wand sind noch Bänke von Kinzigiten zu erkennen.

Von Nibbio nach Cuzzago, Nr. 18

Etwa 400 m westlich des Ortsausganges von Nibbio, direkt vor Beginn des kleinen Wäldchens, zweigt gegen Norden ein Feldweg ab, der zu einem alten, verlassenen Haus, „Bocre“, führt. Einige Meter rechts vom Haus befindet sich das Erzdepot einer alten Kupfermine. Mischerz Kupferkies Magnetkies auf einer Nord-Süd verlaufenden Querstörung mit ausgeprägten Umformungserscheinungen, gerollte und gewalzte Hornblenden in Kiesgrundmasse. In der Felswand über dem Depot sind die vermauerten Stolleneingänge noch erkennbar.

Aufschluss Nr. 19, Madonna dello Scopello

Stronalithe und Gabbros

Von Nibbio kommend wird Cuzzago in grossem Bogen durchfahren. Kurz nach Beginn des geraden Strassenstückes zwischen Cuzzago und Premosello reicht ein Felssporn bis direkt an die Strasse. Der Sporn wird von sogenannten Stronalithen und Gabbros des Types Anzola aufgebaut. Bester Stronalithaufschluss direkt an der Strasse. Stronalith = Sillimanit-Granatfels bis -Gneis, mit wenig oder keinem Biotit. Der Stronalith ist ein Kontaktgestein zwischen basischem Hauptgesteinszug und den Glimmerschiefern (innerer Kontakthof). Analog den Kinzigitgneisen des äusseren Kontakthofes zeigen die Stronalithe zweierlei Plagioklas, Oligoklas-Andesin und Labrador-Bytownit. Von der Strasse führt ein Fussweg zu der auf dem Felssporn erbauten Kapelle „Madonna dello Scopello“. Am Weg zur Kapelle Stronalithe und Gabbros des Types Anzola. Die Gabbros zeigen steilgestellte Differentiationslagen, die bisweilen einem „graded bedding“ ähnlich sind.

Aufschluss Nr. 20, Steinbruch von Premosello

Gabbronorit von Premosello

600 m westlich vom Ortsausgang Premosello, bei einem einzeln stehenden Haus, biegt man nach Norden in einen auch mit Cars befahrbaren Weg ab, der zu den verfallenen Siebanlagen des Steinbruches von Premosello führt. Über eine mit Akazien bestandene Schotterhalde gelangt man in den Steinbruch. Der Aufschluss zeigt gabbronoritische bis

pyroxenitische Gesteine, die durch ihre schiefrige, stellenweise sogar mylonitische Beschaffenheit besonders gekennzeichnet sind. Ein feines Netz von grauschwarzen Ultramyloniten durchzieht die Wand des Steinbruchs. Vereinzelt treten auch gangähnliche, pyroxenitische Bildungen mit grossen Bronziten, selten auch Diopsiden auf, die stellenweise vererzt sind (Pyrrhotin, Pentlandit, Kupferkies). Im Bruch findet man bisweilen Blöcke des im Hangenden anstehenden Gabbros vom Typ Anzola: die beiden Gesteine können jedoch kaum verwechselt werden.

Literaturverzeichnis

- ARTINI und MELZI (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. R. Ist. Lombard. Milano.
- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamarogebietes (südliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 17.
- BARTH, TH. (1948): Oxygen in rocks: A basis for petrographic calculations. J. of Geol., Vol. 56, Nr. 1.
- (1952): Theoretical Petrology. J. Wiley & Sons, Inc., New York. Chapman & Hall, Ltd., London.
- BATTAINI, C. und andere (1943): Itinerari Mineralogici. „Natura“, Milano. Vol. 1.
- BENSON, W. N. (1926): The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sc. Washington, 19.
- BERTOLANI, M. (1954): Contributo allo studio petrografico della cosiddetta „formazione diorito-kinzigitica“: Ricerche in Val Sabbia (Valsesia). Rend. Sc. Mineral. Ital. Anno X.
- BRUYN, I. W. de (1955): Isogam maps of Europe and North Africa. Shell Petroleum Co. Ltd., London.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Kommissionsverlag von Guggenbühl & Huber, Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.
- BURRI, C. und DE QUERVAIN, F. (1934): Über basische Ganggesteine aus der Umgebung von Brissago. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14.
- CADISCH, J. (1934): Geologie der Schweizeralpen. Beer & Co., Zürich.
- CODARA und BATTARINI (1939): I minerali del marmo di Candoglia. Natura.
- FAGNANI, G. (1947): Nota petrografica sulle rocce di Nibbio e Migliandone (Val d'Ossola). Boll. Soc. Tic. Sc. Nat. XLII.
- FLETT, J. and HILL, J. (1946): Geology of the Lizard and Meneage. Mem. Geol. Survey of Great Britain, London.
- FRANCHI, S. (1906): Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò e sulla formazioni adiacenti. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. Roma, Vol. XXXVI.
- FRIEDENREICH, O. (1956): Die Chrom-Nickelvererzungen des Peridotitstockes von Finero. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 36.
- GALLITELLI, P. (1935): Ricerche petrografiche sul granito di Baveno. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa. Vol. XLV.

- (1938): Ricerche petrografiche sul Montorfano (Lago Maggiore). Atti e Mem. R. Accad. Sc. Lett. ed Arti. Modena. Vol. III.
- (1940/41): I graniti subalpini del Verbano e del Cusio. Atti e Mem. R. Accad. Sc. Lett. ed Arti. Modena. Vol. V.
- (1941): Ricerche geo-petrochimiche sul massiccio eruttivo compreso tra Val-sesia e il Lago d'Orta. Atti R. Accad. Sc. Lett. ed Arti. Modena. Vol. V.
- GASTALDI (1871): Studi geologici sulle alpi occidentali. Mem. R. Com. Geol. Ital. Roma.
- GERLACH, H. (1870): Die penninischen Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz. XXVII.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioklas twins. Amer. Mineral. 36.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 29.
- HORN, F. VAN (1897): Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgebung von Ivrea in Oberitalien. Tscherm. Min. Petr. Mitt. XVII.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14.
- (1942): Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. Die gabbroiden Gesteine von Anzola. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22.
- (1953): Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rdsch., Bd. 42.
- JÄGER, E. und HUTTENLOCHER, H. (1955): Beobachtungen an basischen Plagioklassen der Ivreazone. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 35.
- JÄGER, E. und SCHILLING, S. (1956): Zum Selbstbau einer Apparatur zur Differentialthermoanalyse (DTA). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 36.
- KELTERBORN, P. (1923): Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). Verh. Natf. Ges. Basel., Bd. XXXIV.
- KÜNDIG, E. (1956): The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenetic metamorphism. Geologie en Mijnbouw, Nr. 4. Nw. Serie. 18 Jg.
- NIGGLI, E. (1946): Über den Zusammenhang der positiven Schwereanomalien am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae Geol. Helv. Vol. 39.
- NIGGLI, P. (1943): Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23.
- (1931): Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 11.
- NIGGLI, P., WINTERHALTER und DE QUERVAIN (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Lfg. 14.
- NOVARESE, V. (1906): La zona d'Ivrea. Boll. Soc. Geol. Ital. XXV.
- (1931): La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. Geol. Ital. Roma. LVI.
- (1933): L'Eta del granito del Lago Maggiore. Boll. R. Uff. Geol. Ital. Roma. LVIII.
- PAGLIANI, G. und MILANI, G. (1952): La pegmatite di Candoglia (Val d'Ossola). Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Museo Civico di Storia Nat. Milano, Vol. 91.
- PORRO, C. (1906): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Dissertation Strassburg. Berlin 1906.

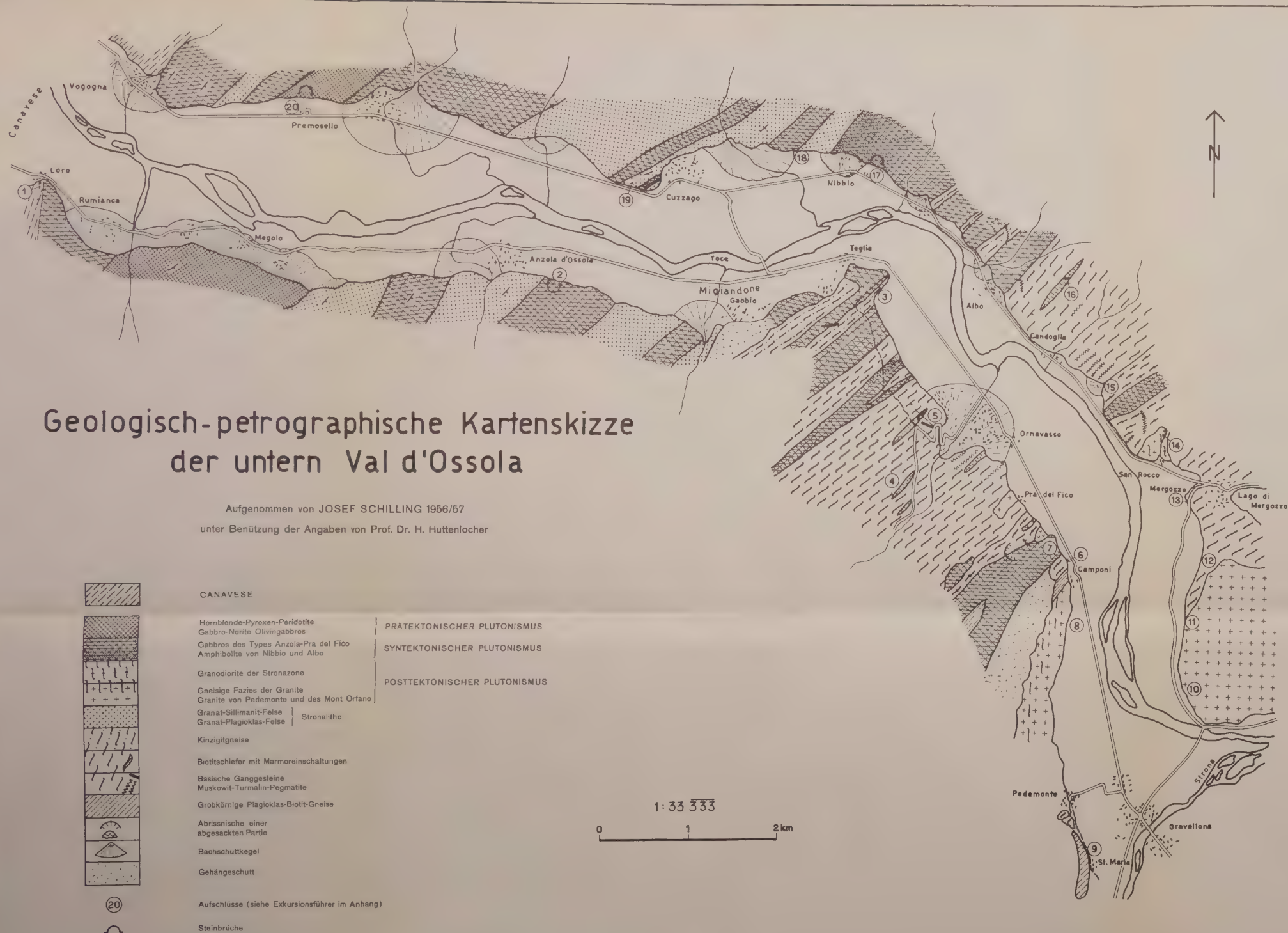
- PREISWERK, H. (1906): Malchite und Vintlite im Strona- und Sesiagneis. Festschr. 70. Geburtstag H. Rosenbusch. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- QUERVAIN, F. DE (1932): Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Mitt. Natw. Ges. Thun.
- RADEFF, W. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 13.
- REINHARD, M. (1953): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 46.
- SCHAEFER, R. W. (1898): Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastal-lone-Tales. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* XVII.
- SERRA, TH. (1938): Studio microscopico e chimico del cosiddetto „granito verde di Mergozzo“. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Museo Civico di Storia Naturale. Milano.* Vol. LXXVII.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* 52.
- (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 42.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 8.
- TACCOINI (1911): La massa calcarea ed i calcefiri di Candoglia. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*
- TRAVERSO, ST. (1895): *Geologia dell'Ossola.* Genova.
- VECCHIA, O. (1952): Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dalle misure gravimetriche. *Rev. Geofis. Appl.* XIII.
- VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 36.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbanò und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 30.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 35.
- ZWAAN, P. C. (1955): On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. *Leidse Geol. Mededelingen*, XIX.

Geologische Kartenwerke

- Carta geologica d'Italia 1:100 000, Blätter Varallo, Domodossola, Varese, Biella.
- HERMANN, F. Carta geologica delle alpi nord-occidentali 1:200 000. Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000, Blatt 7, Ticino.

Topographische Unterlagen

- Carta d'Italia 1:25 000, Blätter Villadossola, Rumianca, Premosello, Ornavasso.
- Ist. Geogr. Militare, Milano.



Zum Chemismus der alpinen Adulare (II)

Von *Max Weibel* (Zürich)

Zusammenfassung

Die spektralanalytisch ermittelten Gehalte von Na, Ca, Sr, Ba und Rb in 13 neuen Adularproben werden näher diskutiert. Bemerkenswert sind die niederen Ca-Werte (0,01—0,03 % CaO) und die hohen Ba-Konzentrationen (0,3—3 % BaO). Die Gesamtanalyse eines wasserklaren Adularkristalls aus der Cavradschlucht (Tavetsch, Graubünden) zeigt im Al/Si-Verhältnis eine geringfügige Abweichung von der theoretischen Feldspatformel. Dabei sind SiO_2 und Al_2O_3 besonders sorgfältig bestimmt und der R_2O_3 -Niederschlag spektralanalytisch untersucht worden. Die Möglichkeit ist erwogen, dass das Feldspatgitter OH-Ionen enthält.

I. Einleitung

In einer ersten Arbeit (WEIBEL und MEYER, 1957) wurde die Verteilung der zentralalpinen Adulare im K-, Na-, Ca-Feldspatdreieck untersucht. Die regionale Abhängigkeit wurde kurz betrachtet und für sämtliche Proben der meist beträchtliche Ba-Gehalt mitgeteilt. Der vorliegende zweite Teil dieser Untersuchungen beschäftigt sich mit 13 neuen Adularen, 10 zentralalpinen von grösstenteils ganz frischen Funden und 3 österreichischen aus den Hohen Tauern. Regionale Gesichtspunkte spielten bei der Wahl dieses Materials eine geringere Rolle als Verschiedenartigkeit in der äusseren Ausbildung, die jedoch im Chemismus nicht zur Geltung kommt.

Die Proben wurden durchweg im Dünnschliff auf Reinheit geprüft und sehr sorgfältig pulverisiert. Feinste Einschlüsse sind entlang von Rissflächen oder in Form von Wolken oft vorhanden und wohl auch für die weisse, höchstens durchscheinende Beschaffenheit der meisten Adulare verantwortlich. Verbreitet sind auch gröbere Einschlüsse, die sich meist als Chlorit zu erkennen geben. Um so mehr fallen die klaren, farblosen Adulare aus der Cavradschlucht (Tavetsch, Graubünden) auf, die

als einziger Fund dieser Art dem Verfasser bekannt geworden sind. Ein Kristall dieses Vorkommens wurde vollständig analysiert und auf Übereinstimmung mit der theoretischen Formel untersucht.

Während bei der ersten Arbeit der Variationsbereich des Chemismus und die regionale Verteilung im Vordergrund standen, liegt das Hauptgewicht des vorliegenden Teils auf möglichst genauen Bestimmungen der Spurenelemente Ca, Sr, Ba und Rb. Ein Vergleich der 33 Adulare der

Tabelle 1

			Na ₂ O %	CaO %	SrO %	BaO %	Rb ₂ O %
AM	Voralptal						
	Göschenerthal, Uri		0,66	0,012	0,17	1,18	0,15
	Kalkspatlücke						
	Val Giuf, Tavetsch		1,13	0,013	0,14	2,6	0,11
	I. Muotta						
GM	Val Giuf, Tavetsch		1,09	0,016	0,10	1,90	0,15
	Cavradischlucht*)						
	Val Curnera, Tavetsch		1,05	0,010	0,18	2,6	0,15
	Maighelsgletscher						
	Val Maighels, Tavetsch		1,32	0,027	0,13	0,47	0,10
	Curneragletscher						
	Val Curnera, Tavetsch		1,29	0,020	0,065	0,29	0,12
	Piz Blas						
	Val Nalps, Tavetsch		0,98	0,014	0,19	3,2	0,11
	La Bianca						
PE	Val di Campo, Blenio		1,26	0,024	0,063	0,50	0,15
	Hubel						
	Kriegalptal, Binnatal		1,51	0,018	0,25	1,83	0,07
HT	Fuschertal						
	Salzburg		1,24	0,020	0,27	1,28	0,09
	Kristallwand						
AM	Frosnitzal, Osttirol		1,26	0,024	0,12	2,45	0,07
	Tobel Drun	{ Kern	1,13	0,017	0,31	1,48	0,14
	Tavetsch	{ Rand	0,38	0,009	0,053	0,48	0,4
HT	Stubachtal	{ Kern	0,66	0,012	0,041	2,20	0,17
	Salzburg	{ Rand	0,60	0,013	0,044	1,13	0,15

*) Gleicher Kristall wie in Tabelle 2. Na₂O chemisch bestimmt.

AM Aarmassiv, GM Gotthardmassiv, PE Penninikum, HT Hohe Tauern.

ersten Untersuchungsreihe mit den 13 hier angeführten Proben ergibt Unterschiede im durchschnittlichen Na- und Ba-Gehalt. Dies liegt an der etwas ungleichmässigen regionalen Verteilung des analysierten Materials und ist bei einer Berechnung von Durchschnittswerten in Betracht zu ziehen.

II. Albitgehalt

Natrium wurde spektralanalytisch mit einem JARRELL-ASH/EBERT-3,4-Meter-Plangitterspektrographen bestimmt. Anodische Anregung im Gleichstromkohlebogen kam zur Anwendung. Die Proben wurden mit der gleichen Menge Kohle verdünnt, welche Lithiumkarbonat im Verhältnis 1:20 als inneren Standard enthielt. Na 6154/Li 4972 war das benutzte Linienpaar. Für jede Probe wurden 2 Spektren bei 5 Ampère auf Kodak-III-F-Platten aufgenommen. Als Eichproben dienten Adulare, deren Alkaligehalt chemisch, bzw. flammenphotometrisch bestimmt war. Die mitgeteilten Werte sind auf 5 % des Resultates genau.

Im Durchschnitt liegt der Na-Gehalt höher als bei der ersten Untersuchungsreihe, wo zahlreiche Na-arme Adulare aus dem nördlichen Aarmassiv vertreten waren. Den höchsten Wert von 1,51 % Na_2O (14 % Albit) erreicht ein sehr reiner Adular aus dem Kriegalpatal (Binna-tal, Oberwallis). Dieses Vorkommen bestätigt die Regel, dass sich die Adulare des Gotthardmassivs und des penninischen Gebietes durch hohen Na-Gehalt auszeichnen. Da vermutlich der Albitanteil der Adulare noch durch andere Faktoren als die Temperatur beeinflusst wird, vor allem durch die Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen, scheint das Mineral als geologisches Thermometer nicht sehr spezifisch zu sein.

III. Calcium, Strontium, Barium

Die Bestimmung von Calcium, Strontium und Barium erfolgte spektralanalytisch. 1 Teil Probe wurde mit 4 Teilen Kohle vermischt. Ein innerer Standard fand nicht Verwendung. Je Analyse wurden 3, je Eichprobe 4 Spektren auf Kodak-III-F-Platten bei 5 Ampère aufgenommen. Die gemessenen Linien waren Ca 4226, Sr 4607 und Ba 5777. Ein Farbglas GG-5 von Schott wurde im Strahlengang dazu benutzt, die Intensitäten der Ca- und Sr-Linie etwas abzuschwächen. Als Eichproben dienten Mischungen eines Albits vom Epprechtstein (Fichtelgebirge) mit wechselnden Mengen der Erdalkalikarbonate. Die Genauigkeit der Resultate beträgt 5 %¹⁾.

¹⁾ Auch TUREKIAN, K. K., GAST, P. W. and KULP, J. L. (1957 in "Emission-spectrographic method for the determination of strontium in silicate materials", Spectrochim. Act. 9, p. 40–46) verwendeten zur Eichung Mischungen eines Albits mit SrCO_3 . Ihre Resultate wurden mittels der Isotopenverdünnungsmethode bestätigt.

Der Ca-Gehalt des verwendeten Albits wurde zu $0,007 \pm 0,001$ % CaO bestimmt („addition plot“ nach AHRENS, 1954, Seite 33). SrO liegt bei dieser Probe unter 0,001 %, BaO in der Gegend von 0,001 %. Der auffallend reine Albit wurde unter 100 analysierten Na-Feldspäten ausgesucht. Es ist bezeichnend für das unterschiedliche geochemische Verhalten von Strontium und Barium, dass Albite selten mehr als etwa 0,001 % BaO enthalten, oft aber bis über 0,01 % SrO. Barium hält sich geochemisch fast ausschliesslich an Kalium. Strontium kann sowohl Kalium wie Calcium ersetzen und tritt anscheinend auch dann in die Albite ein, wenn diese sehr wenig Calcium enthalten.

Bei den vorliegenden Adularen schwankt der Ca-Gehalt von 0,009–0,027 % CaO. Diese Zahlen sind genauer und auch etwas zuverlässiger als die der ersten Untersuchungsreihe (WEIBEL und MEYER, 1957), wo bis 0,07 % CaO gefunden wurde. Da dort der Verfasser die Proben nicht selbst pulverisieren konnte, waren möglicherweise geringfügige Verunreinigungen für einzelne erhöhte Ca-Werte verantwortlich. Der durchweg niedere Ca-Gehalt ist jedenfalls ein wesentliches Merkmal alpiner Adulare. Er steht in keiner ersichtlichen Beziehung zum Albitanteil, wie schon in der ersten Arbeit festgestellt wurde.

Der Sr-Gehalt der untersuchten Adulare variiert von 0,041–0,31 % SrO und liegt durchweg viel höher als Calcium. Das SrO:CaO-Gewichtsverhältnis schwankt zwischen den Grenzen 2,5 und 18. Gegenüber dem Mittelwert für die Erdkruste, den man neuerdings bei 0,053 % SrO annimmt (TUREKIAN und KULP, 1956, 450 p. p. m. Sr), ist das Strontium in den meisten der vorliegenden Adulare ziemlich angereichert. Der ähnliche Ionenradius und die Zweiwertigkeit lassen Strontium bevorzugt durch Kalium abfangen. Bei den ausgeführten Analysen steht der Sr-Gehalt weder mit Calcium noch mit Barium in einem direkten Zusammenhang.

Die Ba-Gehalte liegen zwischen 0,29 und 3,2 % BaO. Dies entspricht 0,5–6 Mol % Celsian (Ba-Feldspat) und ist noch erheblich mehr als in den früheren Analysen gefunden wurde. Eine regionale Abhängigkeit tritt beim Ba-Gehalt nicht hervor. Er kann auf engem Raum stark schwanken, wie die beiden Adulare von benachbarten Fundstellen des Val Curnera (0,29 % BaO) und Val Nalps (3,2 % BaO) zeigen. Die Analyse eines andern Adulars derselben Gegend (Piz Blas) ergab schliesslich in der ersten Arbeit 0,1 % BaO. Ob diese Schwankungen mit dem Nebengestein zusammenhängen, ist nicht untersucht worden.

Als Mittelwert der Eruptivgesteine gibt WEDEPOHL (Vortrag am Geochemischen Symposium, 1957) 0,096 % BaO an (860 p. p. m. Ba). Die atomare Häufigkeit von Barium in der Erdkruste ist demnach etwa 1,2mal so gross wie die von Strontium. Die Mehrzahl der untersuchten

Adulare zeigt durchschnittliche Gewichtsverhältnisse $\text{CaO}:\text{SrO}:\text{BaO}$ wie 1:10:100, in Mol% 1:6:40. Auch gegenüber Strontium ist Barium in den Adularen ganz erheblich angereichert. Obwohl der Ionenradius von K^+ (1,33 Å) näher dem von Sr^{++} (1,27 Å) liegt als dem von Ba^{++} (1,43 Å), scheint Barium ganz bevorzugt in das Adulargitter einzutreten. Tatsächlich findet sich in der Natur auch reiner Ba-Feldspat, während eine entsprechende Sr-Verbindung nur künstlich bekannt ist.

IV. Rubidium

Die spektroskopische Bestimmung von Rubidium erfolgte ohne inneren Standard. 1 Teil Probe wurde mit 5 Teilen Kohle vermengt und bei 4 Ampère verdampft. Rb 7800 kam als Analysenlinie in Frage. 2 Aufnahmen derselben Probe wurden unter Verwendung von Kodak-IV-L-Platten übereinanderbelichtet, dafür beschränkten sich die Bestimmungen auf eine einzige Messung. Ein UV-Filter verhinderte die Überlagerung des Spektrums aus der 2. Ordnung. Als Eichproben dienten Mischungen eines Albits vom Riedertobel (Uri) mit synthetischem, im Kohlebogen geschmolzenem Rb-Feldspatglas. Die Genauigkeit der Resultate beträgt etwa 15 ‰.

Der Rb-Gehalt liegt bei den untersuchten Adularen zwischen 0,07 und 0,17 ‰ Rb_2O , wobei allerdings noch ein aussergewöhnlich hoher Wert (0,4 ‰ Rb_2O) für den Rand des Adulars aus dem Tobel Drun hinzukommt. Dieser erhöhte Rb-Anteil findet sich neben einem sehr niedrigen Na-Gehalt. Auch bei den andern Proben gehen im allgemeinen hohe Rb-Werte mit niederen Albitprozenten einher und umgekehrt, wenn auch der Zusammenhang nicht besonders hervorsticht. Dass der Rb-Gehalt nur wenig schwankt, war bei der engen geochemischen Verwandtschaft von Kalium und Rubidium vorauszusehen.

AHRENS u. d. a. (1952) sowie TAYLOR u. d. a. (1956) weisen auf die weltweite Konstanz des K Rb-Verhältnisses hin. Dieses beträgt nach TAYLOR etwa 240 im Durchschnitt. Bei K-Konzentrationen von 14 ‰ K_2O (Adulare) sind Rb-Gehalte von 0,035–0,13 ‰ Rb_2O als normal anzusehen. Darüberliegende Werte sind ungewöhnlich. Die Hälfte der untersuchten Adulare lässt auf eine leichte, der Rand des Tobel-Drunkristalls auf eine ausgeprägte Rb-Anreicherung schliessen. TAYLOR (Vortrag am Geochemischen Symposium, 1957) erwähnt Rb-Bestimmungen an Alkalifeldspäten aus präkambrischen Gneisen und Pegmatiten Südnorwegens. Seine Ergebnisse von 0,06–0,18 ‰ Rb_2O stehen mit den vorliegenden Untersuchungen an Adularen in guter Übereinstimmung.

V. Kern und Rand

Von 2 Adularen (Tobel Drun und Stubachtal) wurden Kern und Randpartie separat analysiert. Im Dünnschliff zeigt der Kristall aus dem Tobel Drun um das homogen erscheinende Innere einen Saum mit trikliner Auslöschung (9° auf der Basis), der scharf begrenzt in einer Dicke von 0,5—5 mm den einzelnen Kristallflächen parallel läuft (Fig. 1). Diese Randzone scheint unter veränderten Bildungsbedingungen an einen alten Kristall angewachsen zu sein. Dafür sprechen auch die auffallenden Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung. Im Innern beträgt der Albitanteil 10 %, in der Randzone 3 % (tiefere Entstehungstemperatur?). Die Erdalkalien verhalten sich ähnlich, nur Rubidium ist in der Randpartie angereichert.

Beim Adular vom Stubachtal treten im Dünnschliff keine zonalen Unterschiede hervor. Die Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols ist über den ganzen Kristall unregelmässig, wie dies bei Adularen oft beobachtet wird. Interessanterweise stimmt die chemische Zusammensetzung des Kerns mit der am Rand weitgehend überein, abgesehen vom Ba-Gehalt, der im Innern viel höher ist. Zonale Unterschiede dieser Art scheinen mit Konzentrationsänderungen der hydrothermalen Lösungen

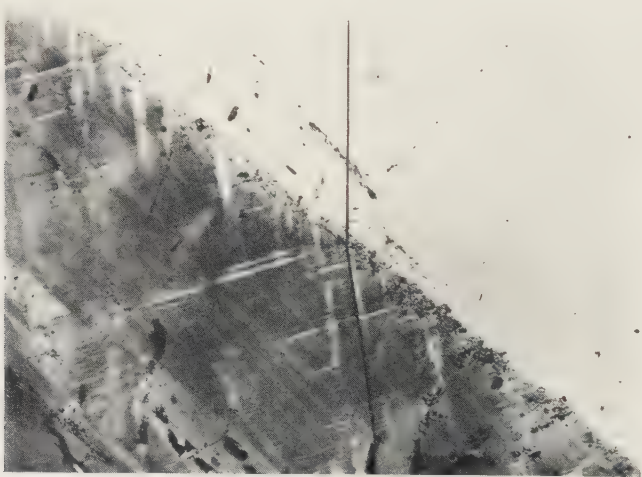


Fig. 1. Adular aus dem Tobel Drun (Tavetsch), Schnitt parallel (001). Der trikliner Saum erscheint dunkel, das homogene Innere hell. Die Grenzfläche ist $(\bar{1}10)$. Eingezeichnet sind die Auslöschungsschiefen, im Innern parallel (010), aussen um 9° geneigt dazu. Gekreuzte Nicols, $40\times$.

zusammenzuhängen. Auch ein Einfluss der Temperatur kann mitspielen. Allgemeingültige Gesetzmässigkeiten für den Chemismus von Kern und Rand konnten aber bisher bei den Adularen nicht festgestellt werden.

VI. Chemische Formel

Nur ganz wenige Adulare weisen die Reinheit auf, die für Untersuchungen über die Feldspatformel wünschenswert ist. In der Cavradschlucht (Tavetsch, Graubünden) werden manchmal völlig durchsichtige, farblose Kristalle in Form von Baveno-Zwillingen und -Vierlingen gefunden. Die Zwillinge nach dem Bavenogesez (021) haben oft die Form eines Keils, was durch Hervortreten der Zonen [001] verursacht wird (Fig. 2). Gegenüber der einfachen Adulartracht beobachtet man an diesen Kristallen zusätzlich noch $z(130)$, $M(010)$, $y(\bar{2}01)$ und ein paar kleinere, nicht identifizierte Flächen. Begleitminerale sind vornehmlich Quarz, Hämatit und Rutil.

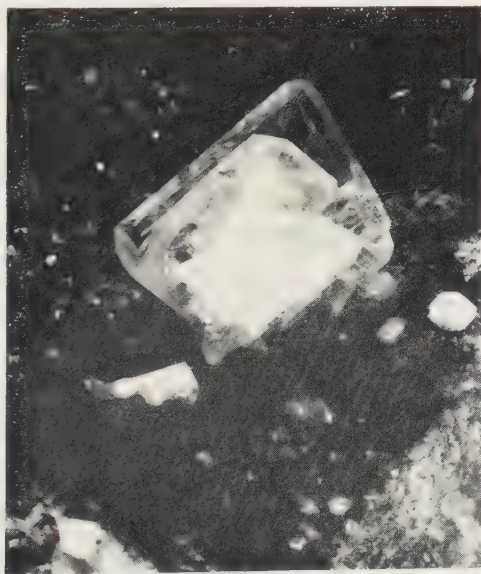


Fig. 2. Adular aus der Cavradschlucht (Tavetsch). Klarer Kristall, nach dem Bavenogesez (021) verzwillingt. Die Kantenabstumpfungen sind $z(130)$. In der Mitte sitzt dem Kristall, ebenfalls in gesetzmässiger Verwachsung, ein kleineres Individuum auf. Vergrösserung $2\times$.

Tabelle 2. *Adular, Cavradischlucht, Tavetsch* (bei 110° getrocknet)

SiO ₂	62,3	<i>Molekularzahlen, auf 8 (O, OH) bezogen</i>			K-Feldspat	85 %
Al ₂ O ₃	19,6				Albit	10 %
K ₂ O	14,2	Si	2,919	4,000	Celsian	5 %
Na ₂ O	1,05	Al	1,081			
BaO	2,6	K	0,850	0,998	<i>Formeln</i>	
SrO	0,18	Na	0,095			
CaO	0,01	Ba	0,048		(K, Na)AlSi ₃ O ₈	
H ₂ O	0,08	Sr	0,005		(Ba, Sr)Al ₂ Si ₂ O ₈	
		O	7,975	8,000		
	100,0	OH	0,025			

Der angeführte K₂O-Wert ist nicht auf den Rb-Gehalt hin korrigiert. Rubidium findet sich in Tabelle 1.

SiO₂ wurde durch Abrauchen mit HClO₄ unlöslich gemacht.

Al₂O₃ wurde mit NH₃ bei pH 6,5—7,5 gefällt (darin SiO₂-Rest spektralanalytisch).

K₂O, Na₂O nach J. L. SMITH.

BaO, SrO, CaO spektralanalytisch.

H₂O nach PENFIELD unter Verwendung von geschmolzenem Na₂WO₄.

Ein Adularkristall dieses Vorkommens wurde chemisch und spektroskopisch analysiert. Wie die Molekularzahlen (Tabelle 2) zeigen, tritt ein geringer Tonerdeüberschuss auf. Bei stöchiometrischen Verhältnissen sollte Al = 1 + (Ba + Sr) sein, d. h. 1,053 statt 1,081. Die Differenz von 2,6 % gegenüber dem theoretischen Wert ist zweifellos reell. Die Analysenfehler dürften unter 1 % des Resultates liegen. So wurden die Kieselsäurespuren im Tonerdeniederschlag spektralanalytisch bestimmt (1,9 mg SiO₂ nach einmaligem Abrauchen mit HClO₄ und bei 500 mg Einwaage). SiO₂- und Al₂O₃-Wert sind mit Rücksicht darauf korrigiert. Die Untersuchungen von FAIRBAIRN (1953) lassen annehmen, dass der nicht isolierte Kieselsäurerest quantitativ mit der Tonerde ausgefällt wird.

Bei einem Tonerdeüberschuss im soeben besprochenen Sinne kann (K + Na + Ba + Sr):(Al + Si):O nicht mehr 1:4:8 betragen. Rein formal wird (K + Na + Ba + Sr) > 1 oder — bzw. und — (Al + Si) > 4, falls sich die Molekularzahlen auf O = 8 beziehen. Auf das Gitter übertragen bedeutet dies, entweder sind überzählige Atome mit positiven Valenzen oder unbesetzte Sauerstoffpositionen vorhanden. Beide Annahmen sind bei den Feldspäten unwahrscheinlich. Viel eher wird die elektrostatische Neutralität dadurch aufrechterhalten, dass OH-Gruppen an Stelle von

Sauerstoffatomen treten. Diese Hypothese wurde bei der Berechnung vorliegender Adularanalyse auch angewendet.

Eine sorgfältige Wasserbestimmung am getrockneten Mineralpulver ergab 0,08 % H_2O . Damit lässt sich der Tonerdeüberschuss gerade kompensieren (Tonerdeüberschuss 0,028, OH 0,025). Doch muss auf die Versuche von DAY und ALLEN (1905, siehe HILLEBRAND u. d. a., 1953, Seite 820) hingewiesen werden, welche sich mit dem Feuchtigkeitsgehalt verschiedenen fein pulverisierter Feldspäte und Feldspatgläser beschäftigten. Die adsorbierte Luftfeuchtigkeit wird mit 0,01—0,7 % angegeben und soll erst bei 600—800° vollends entweichen. Vermutlich treffen diese Feststellungen nicht allgemein zu, sonst würden H_2O -Bestimmungen an Feldspäten überhaupt illusorisch. Die Infrarot-Spektroskopie kann vielleicht über das Vorhandensein von OH-Ionen im Feldspatgitter Aufschluss geben.

Die Untersuchungen sind durch einen Kredit des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung ermöglicht worden. Herrn Prof. Dr. F. LAVES danke ich für sein reges Interesse.

Literatur

- AHRENS, L. H. (1954): Quantitative spectrochemical analysis of silicates. Pergamon Press, London.
- AHRENS, L. H., PINSON, W. H. and KEARNS, M. M. (1952): Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. *Geochim. Cosmochim. Act.* 2, p. 229—242.
- FAIRBAIRN, H. W. (1953): Precision and accuracy of chemical analysis of silicate rocks. *Geochim. Cosmochim. Act.* 4, p. 143—156.
- HILLEBRAND, W. F., LUNDELL, G. E. F., BRIGHT, H. A. and HOFFMAN, J. I. (1953): Applied inorganic analysis. John Wiley, New York.
- TAYLOR, S. R., EMELEUS, C. H. and EXLEY, C. S. (1956): Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. *Geochim. Cosmochim. Act.* 10, p. 224—229.
- TUREKIAN, K. K. and KULP, J. L. (1956): The geochemistry of strontium. *Geochim. Cosmochim. Act.* 10, p. 245—296.
- WEIBEL, M. und MEYER, F. (1957): Zum Chemismus der alpinen Adulare (I). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 37, p. 153—158.

Mineralogisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule, Zürich.
Eingegangen: 10. September 1957.

Kurze Mitteilungen zur Mineralogie der Schweiz

8

Ein neues schweizerisches Vorkommen von Bertrandit

Von *Robert L. Parker* (Zürich) und *Peter Indergand* (Göschenen)

Der erste und bis jetzt einzige schweizerische Fund von Bertrandit erfolgte im Jahre 1862, als A. KENNGOTT auf Gottharder Eisenrosen eine spärliche Schar von Kriställchen einer unbekannten Mineralspezies entdeckte, die er *Hessenbergit* taufte.

Zweck dieser Mitteilung ist es nun, über einen jüngst getätigten zweiten Fund dieser Mineralart zu berichten, der an Hand von Stufen gelang, die der eine von uns (P. I.) vor kurzem ausgebeutet hatte. Das Untersuchungsmaterial entstammt wiederum dem Gotthardmassiv, doch soll über Paragenese und Fundort erst später ausführlich berichtet werden. Die jetzige Mitteilung soll ausschliesslich dem Mineral selber gewidmet sein.

Die fraglichen Kristalle fanden sich in relativ zahlreichen, aber stets sehr kleinen, wohl nie 1 mm überschreitenden, farblosen Kristallen auf den Stufen und fielen durch eine nie fehlende herzförmige Zwillingsbildung auf, die nur schwer mit einer der häufigeren Kristallarten alpiner Zerrklüfte in Einklang zu bringen war. Auffallend ähnlich erschien sie jedoch der von A. KENNGOTT (1866) in seinem Buche „Die Minerale der Schweiz“ gegebenen und die Beschreibung des Hessenbergits erläuternden Fig. 47, die ähnlich ist einer von F. HESSENBERG (1866) publizierten und hier als Fig. 1 reproduzierten Zeichnung. Der Vergleich dieser Abbildung mit unserer Fig. 2, die ein typisches Individuum des vorliegenden Fundes darstellt, lässt eine so weitgehende Annäherung der beiden Ausbildungen erkennen, dass die Zugehörigkeit unseres Minerals zur gleichen Spezies als höchst wahrscheinlich betrachtet werden musste.

Die in Fig. 2 dargestellten, verzwilligten Kristalle erwiesen sich als rhombisch und sind wie ersichtlich von ausgesprochen tafeligem Habitus. Vorhanden sind alle drei Endflächen, von denen eine die Kristallentwicklung beherrscht. Wählt man diese zu (100), so gelangen die übrigen gut einmessbaren Flächen, nämlich b , \underline{b} , c , \underline{c} , g , \underline{g} in Lagen, die mit beträchtlicher Genauigkeit denjenigen entsprechen, die bei einem Bertranditzwilling nach (011) den Flächenlagen (010), (001), (110) zukommen. Folgende Tabelle, die auf

zweikreisigen Messungen bei zenital gestellten a-Flächen beruht, enthält die ausschlaggebenden Winkelwerte:

Winkel	Gemessen	Berechnet
\angle a-b	89° 37'	90° 00'
\angle b-c	89° 43'	90° 00'
\angle b-b	62° 14'	61° 42'
\angle c-c	118° 19'	118° 18'
\angle a-g	29° 34'	29° 38'

Die Abweichungen zwischen beobachteten und berechneten Werten sind nicht grösser als in Anbetracht der herrschenden, meist sehr schlechten Signalqualität zu erwarten waren. Tatsächlich sind die Flächen durchwegs sehr klein, die Signale dementsprechend schwach und zudem öfters mehrfach ausgebildet, was erhebliche Unsicherheiten bei der Einstellung mit sich brachte. Überdies sind lästige Chloritbedeckungen, namentlich auf den Flächen der a-Achsenzone häufig.

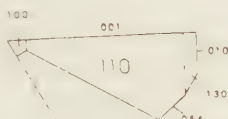


Fig. 1

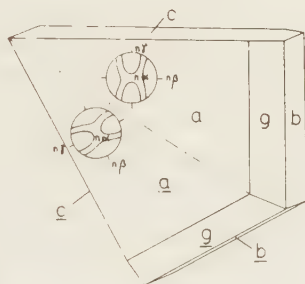


Fig. 2

Die vermutete Identität und die gewählte Aufstellung unserer Kristalle scheinen durch diese Zahlen ihre Bestätigung zu finden.

Ausser den obenerwähnten Formen wurden noch weitere beobachtet, deren Einstellung jedoch mit so grossen Unsicherheiten behaftet war, dass von einer definitiven Indizierung abgesehen wurde. Insbesondere wurden folgende Einzelheiten festgestellt:

Die a-Flächen beider Individuen sind, obgleich komplanar, stets durch eine deutliche Zwillingsnaht getrennt, die sich bei starker Lupenvergrösserung als eine Einkerbung erkennen lässt. Die im einspringenden Winkel liegenden, sehr schmalen Flächenteile konnten am Goniometer mitunter zum Aufleuchten gebracht werden, doch ist ein Signal kaum sichtbar und nur ganz unzuverlässig einstellbar. Der Winkelabstand gegenüber a (100) beträgt ca. 14°. Eine Form in dieser Position der Zone (100)(011) figuriert aber weder bei GOLDSCHMIDT noch bei P. RAMDOHR (1941). Die Identität der beobachteten Flächen bleibt deshalb ungeklärt.

Zwischen a - (100) und g - (110) schaltet sich mit Bestimmtheit eine äusserst schmale Fläche ein. Bekannt und der Position nach mit manchen Beobachtungen ungefähr übereinstimmend wäre h = (310). Bei anderen Messungen erschien der Winkelabstand zu a zu gross für dieses Symbol zu

sein und eher für die am Bertrandit anscheinend unbekannte Lage (210) zu sprechen. Die Identität dieser Form muss offen gelassen werden.

An einem der untersuchten Kristalle waren ganz schmale Flächen zwischen $g = (110)$ und $b = (010)$ zugegen. Ihre Lage schien mit derjenigen der am Bertrandit bekannten Form (130) übereinzustimmen.

Vereinzelte Signale von winzigen, in der a -Achsenzone befindlichen Flächen liessen die Anwesenheit der bekannten Form $d = (031)$ vermuten.

Keine dieser Formen wurde in die Zeichnung Fig. 2 aufgenommen, die deshalb auch keine äusseren Merkmale für die hemimorphe Symmetrie des Bertrandits aufweisen kann.

Sollen nun Vergleiche zwischen der habituellen Entwicklung unserer Kristalle und denjenigen des früheren schweizerischen Fundes sowie weiteren bekannten Bertranditvorkommen angestellt werden, so ist zunächst festzustellen, dass die einleitend hervorgehobene Ähnlichkeit zwischen unserer Fig. 1 nach HESSENBERG und Fig. 2 eine nur scheinbare ist, die durch die sehr einfache, kopfbildartige Projektion der alten Figur bedingt wird. Effektiv sind nämlich die grossen Flächen längs der Zwillingsnaht in beiden Fällen verschieden und bei HESSENBERG mit $P = (110)$, an unseren Kristallen jedoch mit (100) signiert. Zwar nimmt auch bei HESSENBERG das Pinakoid (100) an der Kombination teil, doch ist die Form (wie er ausdrücklich hervorhebt) stets nur klein entwickelt. Es wäre aber nur teilweise zutreffend, jene Kristalle als (im Gegensatz zu unseren) prismatisch nach $g = (110)$ zu charakterisieren. Vielmehr ist, was aus unserer Fig. 1 nach HESSENBERG nicht eindeutig hervorgeht, eine tafelige Ausbildung nach $c = (001)$ ein typisches Merkmal vieler Kristalle des alten Fundes. Das kann zunächst an mehreren der anderen Figuren in HESSENBERGS Arbeit festgestellt werden, ganz besonders eindeutig aber durch die direkte Betrachtung der in der WISERSammlung der ETH aufbewahrten Originalkristalle des früheren Vorkommens. An diesen, die unsere jetzigen an Grösse oft beträchtlich übertreffen, fällt zwar immer die durch das Aneinanderstossen der (110) -Flächen bedingte eigentümliche Zuspitzung der Individuen auf, in vielen Fällen aber ausserdem ihre nach der Basis plattige Ausgestaltung. Diese beiden Merkmale des Fundes von 1862 sind in unserer Fig. 3 enthalten, die nach einem modellartig schönen, auf der Sammlungsstufe Wi. 8964 befindlichen Hessenbergitzwilling gezeichnet wurde. Das betreffende Exemplar sitzt neben anderen auf Muttergestein in unmittelbarer Nähe einer Eisenrose der Fibbia, auf welcher weitere Kristalle von Hessenbergit abgeschieden wurden. Es ist also der Kontrast zwischen der $c = (001)$ - und der $a = (100)$ -tafeligen Ausbildung, der in erster Linie die beiden Kristallserien unterscheidet und deshalb hervorzuheben ist.

Untersucht man die ziemlich zahlreich gewordenen und nur z. T. in V. GOLDSCHMIDTS „Atlas der Kristallformen“ enthaltenen Bertranditfiguren der Literatur auf das Vorkommen von Kristalltypen mit grossdimensionierten a -(100)-Flächen, so stellt man fest, dass dieses Pinakoid öfters neben (001) oder (010) zu relativ bedeutender Entwicklung gelangen kann. Von Pisek in Böhmen, einem der ergiebigsten Fundorte des Minerals, hat VRBA (1889 und 1895) sowohl einfache Kristalle, wie besonders Zwillinge abgebildet, an denen (100) als einheitliche Fläche oder aus komplanaren Zwillingsteilen aufgebaute Kompositfläche mit bis zu habitusbeherrschenden Dimensionen zugegen ist.

Auch in neuerer Zeit hat G. SWITZER (1939) die Form a an den Zwillingen von Mt. Antero (Colorado) mit ziemlich ausgedehnten Flächen abgebildet. Unmittelbar an unsere Individuen erinnern aber die von THOROLF VOGT (1912) gezeichneten Kristalle von Iveland im südlichen Norwegen, an denen eine sehr ausgeglichene Entwicklung der zwei Pinakoide (100), (010) und des Pedions (001) wiedergegeben wird.

Somit darf die am neuen Vorkommen beobachtete habituelle Ausbildung, trotz den vom klassischen Fund an der Fibbia abweichenden Zügen, als eine mit bekannten Entwicklungstendenzen von Bertrandit im Einklang stehende bezeichnet werden.

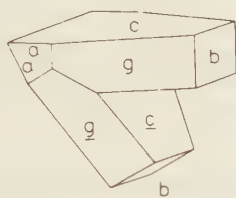


Fig. 3

Zur Ergänzung und Bestätigung des oben Mitgeteilten wurden noch einige optische Daten am neuen Material summarisch festgestellt. Auf der Fläche $a = (100)$ lässt sich anhand eines Achsenbildes von der in Fig. 2 angedeuteten Ausbildung und Orientierung der Ausstich der negativen spitzen Bisektrix und folgende optische Orientierung feststellen:

$$n_{\alpha} // a; n_{\beta} // b; n_{\gamma} // c.$$

Mit geeigneten Immersionsflüssigkeiten wurden für n_{β} und n_{γ} Werte bestimmt, die sehr nahe bei 1,60, resp. 1,61 liegen. Eine Ergänzung und genauere Bestimmung dieser mit den Literaturangaben in guter qualitativer Übereinstimmung stehenden Werte behalten wir uns vor.

Eine weitere sehr willkommene Bestätigung unserer Befunde verdanken wir Herrn Dr. M. WEIBEL, der am grossen Jarrell-Ash-Spektrograph des Zürcher Institutes eine die Be-Linien vorzüglich zeigende Aufnahme einer unserer kleinen Kriställchen machte.

Zum Schluss sei noch die Frage gestellt, ob das neugefundene Mineral wirklich mit dem Namen Bertrandit und nicht mit demjenigen Hessenbergits zu belegen ist, wie das beim ursprünglichen Fund geschah. In aller Kürze können die historischen Tatsachen folgendermassen rekapituliert werden:

- 1862—63 Auffinden und Benennung des Hessenbergits durch A. KENNGOTT.
 1866 Veröffentlichung von HESSENBERGS ausführlicher Arbeit über den Hessenbergit (dem er im Text allerdings aus Bescheidenheit den Namen „Sideroxen“ gab, „da es sich nur in Berührung mit Eisenglanz oder doch als dessen nächst benachbarter Ansiedler gezeigt hat“).
 1880—82 Entdeckung, Beschreibung, Analyse und Benennung des Bertrandits aus der Gegend von Nantes durch BARET, BERTRAND, DES CLOIZEAUX und DAMOUR.

- 1904 Feststellung durch F. GRÜNLING der Übereinstimmung der Hessenbergit-Metrik, wie sie von HESSENBERG gemessen worden war, mit derjenigen des inzwischen durch Beobachtungen an Kristallen diverser Fundorte gut bekannt gewordenen Bertrandits.

Diese Daten zeigen ganz eindeutig, dass KENNGOTT der *Entdecker des fraglichen Be-Silikats* ist. Wenn sich trotzdem der Name Bertrandit eingebürgert hat, so kann das nur damit gerechtfertigt werden, dass von KENNGOTT und HESSENBERG effektiv keine chemische Analyse und auch keine endgültig annehmbare kristallographische Beschreibung des Minerals hinterlassen wurde. HESSENBERG hielt nämlich eine gemessene, bloss $0^{\circ}7'$ betragende Abweichung von 90° zwischen den a- und c-Achsenrichtungen seiner Kristalle als Faktum und das Mineral damit für monoklin. Demgegenüber haben die Franzosen eine im wesentlichen heute noch gültige Beschreibung geliefert. Das kann nicht verhindern, dass für alpine Mineralogen die Bezeichnung Hessenbergit zumindestens als Beinamen weiterleben wird.

Zitierte Literatur

- GOLDSCHMIDT, V. (1897): Krystallographische Winkeltabellen.
 — (1913): Atlas der Krystallformen (Band 1).
 GRÜNLING, FR. (1904): Über den Hessenbergit (Sideroxen). Z. f. Kristallogr. 39, 386—389.
 HESSENBERG, FR. (1866): Hessenbergit von der Fibia. Mineralog. Notizen 7, 4—12.
 KENNGOTT, A. (1863): Der Hessenbergit, eine neue Mineral-Spezies. Sitzungsber. der Kgl. Bayerischen Akad. d. Wiss., 2, 220—234.
 — (1866): Die Minerale der Schweiz.
 RAMDOHR, P. (1941): Eine Fundstelle von Beryllium-Mineralien im Gebiet der Kleinen Spitzkopje, Südwestafrika, und ihre Paragenesis. Neues Jb. f. Mineral. usw. 76. BB., Abt. A., 1—35.
 SWITZER, G. (1939): Granite Pegmatites of the Mt. Antero Region, Colorado. Amer. Mineral., 24, 791—809.
 VOGT, TH. (1912): Bertrandit von Iveland im südlichen Norwegen. Z. f. Kristallogr., 50, 6—13.

Bericht über die 32. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Neuchâtel

Sonntag, den 22. September 1957

A. Bericht des Vorstandes für 1956

Hat bereits das Vorjahr einen besonders guten Zuwachs an Mitgliedern gebracht, so ist er im Berichtsjahr 1956 noch übertroffen worden. Die Erhöhung der Mitgliederzahl um 15 stellt den günstigsten Abschluss der letzten fünf Jahre dar.

In die Gesellschaft sind folgende neue Mitglieder aufgenommen worden:

a) **Donatoren-Mitglieder:**

Georg Fischer Aktiengesellschaft, Schaffhausen
Monteforno, Stahl- u. Walzwerke AG., Bodio (Tessin)

b) **Persönliche Mitglieder:**

Kurt Bächtiger, cand. min., Zürich
Dr. ing.-chem. L. Frossard, Balsthal
Dr. Chr. G. Grosser, Weilheim b. Tübingen
Prof. Dr. N. Henry, Cambridge
Dr. F. Hofmann, Schaffhausen
Doc. Dr. J. Kamenicky, Bratislava
Dr. St. Karamata, Zemun (Jugoslawien)
Joh. Papageorgakis, cand. min.-petr., Basel
Dr. J. N. Silverman, Univ. of Texas, Austin, USA
Paul Stern, cand. phil., Basel
P. Vogt, stud. phil., Arlesheim

c) **Unpersönliche Mitglieder:**

Brazzaville, Direction des Mines et de la Géologie
Hannover, Bibliothek des Amtes für Bodenforschung
Innsbruck, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität
Wien, Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt

Austritte

Zwei Mitglieder

Damit ergibt sich folgender Mitgliederbestand auf 31. Dezember 1956 (in Klammer: 1955):

Mitglieder	Schweiz		Ausland		Total	
Donatoren	7	(5)	—	(—)	7	(5)
Persönliche	142	(137)	70	(66)	212	(203)
Unpersönliche	25	(25)	53	(49)	78	(74)
	174	(167)	123	(115)	297	(282)

Zuwachs: 15 (11)

Die obenerwähnten 7 Donatorenmitglieder sind folgende:

Dachziegelwerk Frick, Frick, Aargau

Georg Fischer Aktiengesellschaft, Schaffhausen

Lonza Elektrizitätswerke und chemische Fabriken AG., Basel

Monteforno, Stahl- u. Walzwerke AG., Bodio (Tessin)

Portlandementfabrik Laufen, Liesberg

Porzellanfabrik Langental AG., Langental

Verein Schweiz. Zement-, Kalk- und Gipsfabrikanten, Talstrasse 83, Zürich

Für das Gedeihen der S. M. P. G. ist die kraftvolle finanzielle und moralische Unterstützung, die ihr von den Donator-Mitgliedern zuteil wird, ein Faktor von nicht zu unterschätzender Bedeutung. Es ist dem Vorstand ein besonderes Vergnügen, das auch an dieser Stelle gebührend hervorzuheben und den genannten Mitgliedern den herzlichsten Dank auszusprechen.

Am 28. Januar 1956 trafen sich in Zürich Dr. Spicher, Prof. Vuagnat und Prof. Parker zur Ausarbeitung definitiver Richtlinien für die Erstellung eines schon lange geplanten und früher schon in Angriff genommenen Registers für die S. M. P. M. Die gefassten Beschlüsse wurden nachträglich von den übrigen Vorstandsmitgliedern gutgeheissen und dienten in den Jahren 1956 und 1957 als Grundlage für die in Basel, Genf und Zürich ausgeführten Arbeiten an diesem Register. Näheres über den Stand dieser Arbeiten wird der Redaktor in seinem Bericht mitteilen.

Die S. M. P. G. war am Symposium der „International Union of Crystallography“, das vom 2.—7. März 1956 in Madrid abgehalten wurde, durch Prof. Nowacki (Bern) vertreten.

Die Gesellschaft hat am 22. und 23. September 1956 in Basel ihre 31. Hauptversammlung abgehalten. Über dieselbe ist ein ausführlicher Bericht in Heft 2, Band 36 der S. M. P. M., erschienen. Über die petrographisch-geologische Exkursion in die Umrandung des Rheintalgrabens der Umgebung von Basel, die anschliessend an die Sitzung und gemeinsam mit der Schweiz. Geologischen Gesellschaft durchgeführt wurde, ist ein ausführlicher Bericht in den *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 49/2, 1956, erschienen.

Am 5. Dezember 1956 wurde von Prof. de Quervain, Präsident der Schweiz. Geotechnischen Kommission, und dem Unterzeichneten im Namen des Vorstandes der S. M. P. G. eine Vereinbarung unterschrieben, die die Aufnahme der

„Kleineren Mitteilungen“ der Geotechnischen Kommission in unsere Zeitschrift regelt. Es handelt sich dabei um eine den gegenwärtigen Umständen angepasste Neuformulierung einer Abmachung, die schon 1933 zwischen der Geotechnischen Kommission und unserer Gesellschaft getroffen worden war, jedoch in neuerer Zeit etwas in Vergessenheit geriet. Die neue Vereinbarung kann als für beide beteiligte Parteien recht vorteilhaft bezeichnet werden und hat mit der Publikation der Arbeit von M. GRÜNENFELDER über „Erzmikroskopische Beobachtungen an den Goldquarzgängen von Gondo (Simplon, Wallis) und Alpe Formazzolo (Val Calneggia, Tessin)“ in Heft 1, Band 37, der „Mitteilungen“ zu funktionieren begonnen. Den Wortlaut dieser Abmachungen bringen wir hier zum Abdruck:

**Vereinbarung zwischen
der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft
und der Schweizerischen Geotechnischen Kommission
betriffs Herausgabe der „Kleineren Mitteilungen“**

1. Die S. M. P. G. und die Schweiz. Geotechnische Kommission vereinbaren, dass die „Kleineren Mitteilungen“ der Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, insofern sie das Gebiet der Mineralogie und Petrographie betreffen, in den Schweiz. Min. und Petr. Mitteilungen publiziert werden.

2. Solche Publikationen werden ausdrücklich als „Kleinere Mitteilungen“ im Sinne von § 1 gekennzeichnet und sollen in der Regel 48 Seiten nicht überschreiten.

3. Die S. M. P. G. und die Schweiz. Geotechnische Kommission vereinbaren, dass von den Druckkosten solcher Arbeiten 25% der Textkosten und 50% der Illustrationen von der Schweiz. Geotechnischen Kommission übernommen werden. Dissertationen bleiben von dieser Abmachung ausgeschlossen.

4. Die Schweiz. Geotechnische Kommission bezieht die benötigte Zahl von separaten Abzügen zum Selbstkostenpreis. Sie werden mit einem besonderen Umschlag versehen, der einen von der Kommission zu bestimmenden Text trägt. Diese separaten Abzüge sollen einen Quellenvermerk enthalten. Die Schweiz. Geotechnische Kommission ist befugt, diese wie ihre übrigen Publikationen zu tauschen und in den Handel zu bringen. An den Autor werden von der S. M. P. G. keine Separatabzüge abgegeben.

5. Die S. M. P. G. und die Schweiz. Geotechnische Kommission vereinbaren, dass sie einen Austausch von kleinen Inseraten vornehmen, die einerseits in einem Hefte der S. M. P. M., andererseits auf dem oben erwähnten Spezialumschlag abgedruckt werden.

6. Diese Vereinbarung ist beiderseits kündbar, und zwar auf 30. Juni für das folgende Jahr. Falls bis zu diesem Datum keine Kündigung von der einen oder anderen Seite erfolgt ist, so gilt die Abmachung als für ein weiteres Jahr stillschweigend verlängert.

Zürich, 5. Dezember 1956.

Schweizerische
Geotechnische Kommission
F. de Quervain

Schweizerische Mineralogische
und Petrographische Gesellschaft
R. L. Parker

Im Laufe des Jahres 1956 konnte der Vorstand zwei langjährigen Mitgliedern zum 70. resp. 80. Geburtstag die herzlichsten Gratulationen der Gesellschaft übermitteln.

Der Präsident: *R. L. Parker*

Bericht des Redaktors. Im Jahre 1956 erschien Band 36 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen. Der Band enthält 626 Seiten, 134 Textfiguren, 11 Phototafeln und 11 Falztafeln, wovon 1 mehrfarbig. Er umfasst 18 Abhandlungen, die sich auf die einzelnen Gebiete wie folgt verteilen: Mineralogie 3, gesteinsbildende Mineralien 1, allgemeine Petrographie 4, Petrographie sedimentogener Bildungen 2, Petrochemie 1, regionale Petrographie 5, Chalkographie 1, Bodenkunde 1; ferner 2 kurze Mitteilungen zur Mineralogie der Schweiz, den Bericht über die 31. Hauptversammlung in Basel, 6 Referate der Tagung in Basel und Literaturbesprechungen. Eine Abhandlung erschien zugleich als „Kleinere Mitteilung“ der Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie.

16 Arbeiten erschienen in deutscher Sprache, 2 in französischer und 2 in englischer Sprache. 4 Abhandlungen sind zugleich Dissertationen (1 Lausanne, 3 Zürich).

Dem Band 36 wurde ferner ein Druckreglement für die Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen in deutscher und französischer Sprache beigegeben mit einem Anhang der hauptsächlichsten Abkürzungen beim Zitieren von Zeitschriften.

Die beiden Hefte des Bandes konnten dieses Jahr ohne wesentliche Verzögerung herausgegeben werden.

Die Gesamtkosten für die beiden Hefte von Band 36 betragen Fr. 25 250.—. Ca. Fr. 12 500.— konnten durch Kostenbeiträge aufgebracht werden, so dass die Gesellschaft für diesen Band mit Fr. 12 750.— belastet wird. Den Autoren und Stiftungen, die an die Druckkosten beigesteuert haben, sei der beste Dank der Gesellschaft ausgesprochen.

Über den Stand des Registerbandes sei folgendes bemerkt: In den allgemeinen Richtlinien ist festgehalten worden, für die Bände 1—35 ein Autoren-, Sach- und Ortsregister zu erstellen. An der zeitraubenden Bearbeitung haben sich beteiligt: Prof. Parker für das Autoren- und Ortsregister der Bände 1—15, Prof. Vuagnat für die Bände 26—35 und der Redaktor für die Bände 16—25 sowie das Sachregister der Bände 1—15 und die Zusammenstellung des ganzen Materials. Die Bearbeitung wurde im Sommer 1957 abgeschlossen, so dass die Unterlagen in Druck gegeben werden konnten. Mit der Herausgabe des Registerbandes ist für Anfang 1958 zu rechnen.

Der Redaktor: *A. Spicher*

Betriebsrechnung		Einnahmen	Fr.	Ausgaben	Fr.
1.	Rückstellung lt. Jahresrechnung 1955	11 729.85	11 729.85	11. Vorausbezahlte Mitgliederbeiträge	252.—
2.	Leistungen der Mitglieder: ordentliche Beiträge ausstehend aus Vorjahren 532.— Beiträge 1956 5 828.— Beiträge 1957 u. ff. 6 612.—			lt. Jahresrechnung 1955. 800.— 4 500.—	5 300.—
	Donatorenbeiträge ausstehend von 1955 140.— Beiträge 1956 990.—	1 130.—		12. Ausstehende Beiträge der Autoren lt. Jahresrechnung 1955	3 630.65
	Freiwillige Beiträge 4.—	7 746.—		13. Kosten für die Mitteilungen Druck H. 2/35 (1955) 9 456.40 lt. Rechg. Leemann v. 31. 5. 56 1 185.75 Tafeln Oberholzer 133.— Tafeln Wenk	10 775.15 1 318.65 12 093.80
3.	Beiträge der Autoren an Druckkosten 12 610.50 an Separata 3 620.35	16 230.85		Separata 2/35 Druck H. 1/36 (1956) lt. Rechg. Leemann v. 31. 8. 56 11 205.35 Tafeln Venkayya 699.50 Separata 1/36.	11 904.85 1 426.65 13 331.50
4.	Guthaben bei Autoren an Druckkosten 450.— für Separata 383.50 für Zeichner (1/37) 49.30	882.80		14. Zeichner und Clichés (davon 266.45 durch Autoren bezahlt und in Pos. 3, 4 und 9 berücksichtigt)	499.95
5.	Zinsen Obligationen 523.— Konto-Korrent 5.12 Sparbüchlein ZEK Basel 289.30 „ Kant.-Bk. Basel 127.—			15. Spesen: Postscheck 16.60 Banken 90.12 Verwaltung 1 832.50 Redaktion 67.75 Remun. Redaktor 500.— Verlag 945.65 Reisebeitr. Prof. Nowacki 200.—	3 652.62
6.	Rückvergütung der Verrechnungssteuer	944.42		16. Rückstellung für H. 2/36 Druck 9 035.60 Tafeln Gees 1 360.50 Remun. Redaktor 250.—	10 646.10
7.	Verkauf der Mitteilungen und Festschrift	332.75		17. Rückkauf von Mitteilungen	45.—
8.	Inserate	10 358.25		18. Auslagen für den Registerband	226.—
9.	Rückstellung v. Autorbeiträgen H. 2/36	350.—		19. Kapitalisierung flüßiger Mittel (Gutschrift auf Kto. Registerband)	2 226.—
10.	Gutschrift von Kto. Registerband für Auslagen	3 229.30		Aktiv-Saldo (Gewinn) p. 31. 12. 56	126.60
		226.—			52 030.22
		52 030.22			

Bilanz per 31. Dezember 1956

Wertschriftenverzeichnis

Aktiven

Passiven

	Fr.	Fr.
1. Kasse	54.91	10 000.—
2. Postscheckkonto	8 729.20	2 000.—
3. Bankguthaben		1 000.—
Schweiz. Bankverein 2 211.—		
Schweiz. Nationalbank —.—	2 211.—	
ZEK Basel 12 898.25		
Basler Kantonalbank 6 925.20	19 823.45	2 000.—
4. Wertschriften (Obligationen)	22 034.45	5 000.—
5. Debitoren	25 000.—	2 000.—
6. Kreditoren	1 969.45	3 000.—
7. Transitorische Passiven		
8. Kapital p. l. 1. 1956	47 583.06	
9. Kapitalisierung flüssiger Mittel zu Gunsten Registerband	2 226.—	
	49 809.06	
	126.60	
10. Betriebsgewinn		
Kapital am 31. 12. 1956.	49 935.66 *)	
	57 788.01	57 788.01

*) ohne Sparguthaben bei Zinstragende
Ersparniskasse Basel und Basler
Kantonalbank

*) davon: Fonds Dr. J. Th. Erb 15 000.—
Unantastbares Kapital 4 000.—
Rückstellung für Register 6 000.—

B. Sitzungsprotokoll

I. Wissenschaftliche Sitzung

Erster Teil

Sonntag, den 22. September 1957, 08.15 Uhr im Chemiesaal des Kantonalen Gymnasiums in Neuenburg

Vorsitz: Prof. Dr. E. Niggli.

Anwesend: 20 Personen.

K. STUCKI (Zürich): *Über metamorphe Gesteine aus dem Antekambrium des Hoggar*. Kein Manuskript eingegangen.

K. SMULIKOWSKI (Warszawa): *Ribbeckite secondaire dans les mélaphyres de Lomnica dans les Sudètes*.

La chaîne montagneuse s'élevant au sud de la ville Walbrzych (en allemand „Waldenburg“) est composée surtout d'une série bien épaisse des formations volcaniques datantes du permien inférieur. Les éruptions volcaniques ont commencé par l'épanchement des laves plus ou moins basiques, nommées en général „*mélaphyres*“, et elles ont été suivies par les produits acides (laves et tufs), assez différenciés au point de vue pétrographique. Dans une carrière de mélaphyre auprès du village Lomnica un de mes assistants M. A. NOWAKOWSKI a observé des phénomènes d'altération bien intéressants.

Au fond de cette carrière la roche semble d'être tout à fait fraîche, très compacte, grise-noire, finement doléritique. L'étude microscopique révèle une structure intersertale et une composition minéralogique passante d'un *trachybasalte* assez leucocrate aux *trachyandésites*. Les plus abondantes y sont des bandelettes de labrador à 50—64 % d'anorthite passant à l'andésine à 48 % d'anorthite. L'orthose, beaucoup moins fréquent, peut former de petites bandelettes indépendantes, généralement associées d'un peu de quartz, mais le plus souvent il produit de minces bordures autour des plagioclases, en s'orientant sur eux d'une façon rarement parallèle, habituellement plutôt accidentelle. Les minéraux colorés sont représentés par l'augite commune et par l'olivine très ferrifère (hyalosidérite à 42 % de fayalite), généralement altérée et bordée d'oxydes de fer. Les mottes noires des minerais primaires sont disséminées partout assez abondamment. Les interstices parmi tous ces éléments sont remplis d'un verre plus ou moins dévitrifié et souvent chloritisé.

Vers le haut la roche dans la carrière devient un peu plus claire, d'une teinte plus ou moins verdâtre ou brunâtre, et elle offre plusieurs signes d'altération très intéressants. Il s'est montré que ce n'est pas une altération superficielle, causée par les agents atmosphériques, mais une altération hydrothermale postvolcanique et probablement autométasomatique.

Les plagioclases y ont subi une albitisation plus ou moins avancée. Au commencement l'albite envahit le labrador suivant ses cassures et ses clivages, mais plus tard elle s'y repand en taches irrégulières. L'orthose résiste beaucoup mieux à ce procès, mais enfin il devient aussi enfilé de petites fibres albitiques d'une façon rappelant aux microperthites secondaires. L'orientation cristallographique de cette albite se conforme strictement à celle du labrador primitif. Autour des plagio-

clases fortement albitisés, parfois aussi dans leur centre, apparaissent les tout petites granules de calcite, souvent aussi de l'épidote associée aux écailles chloriteuses. C'est là un procès de *spilitisation* qui a été observé dans plusieurs affleurements des mélaphyres dans la région au sud de Walbrzych. Mais dans la carrière en question M. A. NOWAKOWSKI a constaté un autre phénomène d'altération tout à fait unique.

Aux frais de tous les minéraux colorés, aussi bien de l'olivine altérée que de l'augite, il s'y développe une amphibole bleue très foncée et très pléochroïque, faiblement biréfringente, à l'extinction à peu près droite et à l'allongement négatif. C'est alors certainement de la riebeckite qui épigénise d'autres minéraux ferromagnésiens au cours de la métasomatose sodique postvolcanique. La riebeckite se développe aux bords de l'augite et de l'olivine, ou elle envahit leur intérieur à partir de leurs cassures. Sa formation aux dépens de l'augite, toujours avec une formation secondaire d'un peu d'épidote, peut se produire immédiatement. Mais fréquemment il s'y forme d'abord une hornblende commune, claire brunâtre, qui successivement change en riebeckite.

L'origine secondaire de la riebeckite au cours d'une métasomatose hydrothermale postvolcanique, engageant en même temps l'albitisation des feldspaths, est un fait nouveau, qui peut avoir une grande importance pour la pétrogénèse des roches alcalines sodiques en général. Il pourrait expliquer par exemple l'apparition inattendue des kératophyres riebeckitiques aux environs de Bolków (en allemand „Bolkenhain“) dans les Sudètes, parmi les laves siluriennes, qui dans leur ensemble ne sont pas du tout hyperalcalines. Et la formation des granites à riebeckite, comme une variété spéciale des roches plutoniques hyperalcalines, ne pourrait elle être expliquée par une sorte d'autométamorphisme postmagmatique, consistant dans une métasomatose sodique hydrothermale des roches plutoniques toutes banales comme granodiorites, granites communs, etc.?

S. KARAMATA (Beograd): *Endomorphe Änderungen in den granodioritischen Hochplutonen Serbiens an Kontakten zu den Kalksteinen*. Erscheint in Bd. 38, Heft 1, 1958, dieser Zeitschrift.

W. EPPRECHT (Zürich): *Über unbekannte schweizerische Eisenerzgruben*. Siehe S. 217 dieses Bandes.

R. L. PARKER (Zürich) und P. Indergand (Göschenen): *Über ein neues schweizerisches Vorkommen von Bertrandit (Hessenbergit)*. Siehe S. 554 dieses Bandes.

Zweiter Teil (nach Schluss der geschäftlichen Sitzung)

Vorsitz: Prof. Dr. E. Niggli.

Anwesend: 19 Personen.

F. HERLACH (Zürich): *Eine einfache Methode zur Herstellung dünner zylindrischer Einkristallpräparate*.

Für die Präzisionsbestimmung von Gitterkonstanten mit Röntgenstrahlen und für Intensitätsaufnahmen sind dünne zylindrische Einkristallpräparate oft sehr vorteilhaft. Es sind denn auch schon verschiedene Methoden zur Herstellung solcher Präparate bekannt geworden (1, 2). Manchmal lassen sich diese Methoden jedoch nicht gut anwenden, z. B. wenn nur kleine und nicht nach äusseren Flächen

orientierbare Kristalle vorhanden sind oder wenn es sich um schwerlösliche oder zerbrechliche Kristalle handelt.

In einem solchen Fall, nämlich bei den Substanzen $\text{Ag}_2\text{H}_3\text{JO}_6$ (3) und $(\text{NH}_4)_2\text{H}_3\text{JO}_6$ hat sich nun bei uns folgende Methode gut bewährt: An den rasch rotierenden Kristall (1500 U/min) wird ein straff gespannter Streifen Schmirgeltuch langsam herangeführt (0,1 ÷ 0,01 mm/h). Damit nicht immer dieselbe Stelle des Schmirgeltuches am Kristall schleift, wird dieses langsam am Kristall vorbeibewegt (ca. 1 cm/h). Eine zusätzliche Hin- und Herbewegung des Schmirgeltuches (Amplitude ca. 1 cm, Frequenz ca. 1 Hz) verkürzt die Schleifzeit auf etwa den zehnten Teil. Es konnten auf diese Weise aus rhomboedrischen Kriställchen von ca. 1,5 mm Kantenlänge in drei Tagen Zylinder von ca. 1 mm Länge und 0,2 mm Durchmesser hergestellt werden. Zur Verfeinerung der Oberfläche können die geschliffenen Zylinderchen noch in einem waagrechten, rotierenden Glaszylinder, der mit einem schwachen Lösungsmittel halb gefüllt ist, „glattgerollt“ werden.

Die Orientierung der Kristalle erfolgte röntgenographisch; zur Übertragung der orientierten Kristalle aus der Röntgenkamera in die Schleifmaschine wurde die Richtung der gewünschten Achse durch einen geraden Kupferdraht markiert, der am Kristallträger (Plexiglashütchen) angeklebt war.

Bei geeigneter Wahl der Schmirgeltuchsorte und der Vorschübe kann diese Methode auf eine grosse Anzahl Substanzen angewendet werden; auch die Herstellung von spitzen Kegeln ist ohne weiteres möglich.

Literatur

1. M. STRAUMANIS und A. LEVINS: Die Präzisionsbestimmung von Gitterkonstanten nach der asymmetrischen Methode. Springer, Berlin 1940.
2. R. PEPINSKY: Rev. Sci. Instr. 24, 403 (1953).
3. F. HERLACH, D. ABOAV, H. GRÄNICH und W. PETTER: Helv. phys. acta 30, 252 (1957).

S. HAFNER und F. LAVES (Zürich): *Ultrarotabsorption von Feldspäten*. Erscheint in der Zeitschrift für Kristallographie.

Schluss: 12.00 Uhr.

2. Geschäftliche Sitzung

Sonntag, den 22. September 1957, 10.15 Uhr im Chemiesaal des Kantonalen Gymnasiums in Neuenburg

Vorsitz: Prof. Dr. R. L. Parker, Präsident

Anwesend: 17 Mitglieder

1. Der Präsident verliest den auf Seite 559 abgedruckten Jahresbericht. Die zwischen der Schweiz. Geotechnischen Kommission und der S. M. P. G. getroffene, im Jahresbericht erwähnte Vereinbarung ist auf Seite 561 wiedergegeben. Der Jahresbericht wird durch die Versammlung genehmigt, ebenso das Protokoll der letztjährigen Versammlung. Anschliessend verliest Prof. Nowacki einen Bericht über den Kongress der Internationalen Union für Kristallographie in Montreal, wo er als Delegierter der Schweiz im Juli 1957 auch die S. M. P. G. vertreten hat. Auf Anfrage des Vorsitzenden beschliesst

die Versammlung den Beitritt der S. M. P. G. zu der im Frühjahr 1958 zu gründenden „International Mineralogical Association“.

2. Der auf Seite 562 abgedruckte Bericht des Redaktors wird genehmigt.

3. Die auf Seite 563 publizierte Jahresrechnung wird durch den Kassier erläutert. Nach Anhören des Berichtes der Rechnungsrevisoren Dr. G. de Weisse und Dr. A. Niggli genehmigt die Versammlung die Rechnung und erteilt dem Kassier Décharge. Die grosse Arbeit wird aufs beste verdankt.

4. Der Kassier gibt Aufschluss über das Budget 1957 und generell über dasjenige von 1958. Hierzu werden keine Einwände gemacht.

5. Der Vorschlag des Vorstandes, den Mitgliederbeitrag pro 1958 wie bisher auf Fr. 28.— festzusetzen, findet die Zustimmung der Versammlung.

6. Es liegt die Demission des Kassiers, Dr. O. Grütter, auf Ende 1957 vor, der sich durch die seit 1952 mit grösster Sorgfalt und Zuverlässigkeit besorgte Führung des Rechnungswesens in hohem Masse um die S. M. P. G. verdient gemacht hat. Der Präsident spricht dem scheidenden Kassier im Namen der Gesellschaft für die uneigennützigte Arbeit den allerherzlichsten Dank aus. Als Kandidaten für das zu besetzende Kassieramt schlägt der Vorstand Dr. A. Niggli vor. Die Wahl erfolgt im Einverständnis der Versammlung offen. Der Vorgeschlagene wird einstimmig gewählt.

An Stelle des zum Kassier gewählten Rechnungsrevisors Dr. A. Niggli wird für 1958/59 als Rechnungsrevisor bestimmt: Dr. M. Weibel. Auf Anfrage hin erklärte sich Dr. G. de Weisse bereit, auch im Jahre 1958 als Revisor zu amten, um nachher auszuschcheiden. Damit wäre der richtige Turnus von „Alt“- und „Neu“-Revisor wieder gewahrt. Die Versammlung stimmt diesem Vorschlag des Vorstandes zu.

Da unter dem letzten Traktandum „Verschiedenes“ niemand das Wort verlangt, kann der Vorsitzende um 11.00 Uhr die Sitzung schliessen.

Der Sekretär: *Th. Hügi*

Referate

VORBEMERKUNG

Gegenwärtig werden seitens der mineralogischen Gesellschaften vieler Länder Bestrebungen unternommen, das Referatenwesen auf dem Gebiete der Mineralogie und Petrographie zu zentralisieren und zu vereinheitlichen. Die S. M. P. G. steht dieser Aktion sympathisch und interessiert gegenüber und ist bestrebt, im Rahmen der ihr gegebenen Möglichkeiten daran auch aktiv teilzunehmen.

Mit diesem Ziel vor Augen hat der Vorstand der S. M. P. G. beschlossen, probeweise eine Rubrik „Referate“ in die Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen einzuführen, in welcher Berichte über Arbeiten aufgenommen werden sollen, für welche gilt, dass sie a) Themata aus dem üblichen Bereich der Mineralogie und Petrographie behandeln; b) als Buch in einem schweizerischen Verlag, resp. als Arbeit in einer schweizerischen Zeitschrift, resp. als schweizerischer Privatdruck erschienen sind.

Indem darnach gestrebt werden soll, Arbeiten der genannten Art möglichst vollzählig zu erfassen, hofft der Vorstand, einen vollständigen Überblick über die in der Schweiz neu erscheinende Literatur zu vermitteln. Eine solche Übersicht, die die Originalarbeiten der S. M. P. M. ergänzt, dürfte zunächst für die Leser von unmittelbarem Interesse sein. Diese Referate sollen aber auch dem internationalen Referatenwesen dienen, indem diesem die uneingeschränkte Benutzung aller darin enthaltenen Angaben von der Redaktion ausdrücklich freigestellt wird.

R. L. Parker

ERNST SCHUMACHER: *Isolierung von K, Rb, Sr, Ba und Seltenen Erden aus Steinmeteoriten*. Helv. Chimica Acta, Vol. XXXIX (2), 1956, 531—547. (Diese Arbeit ist zusammen mit weiterem Material auch unter dem Titel *Altersbestimmung von Steinmeteoriten* als Habilitationsschrift an der Fakultät Phil. II der Universität Zürich erschienen).

Ein unterer Grenzwert für das Alter des Universums. Experientia, Vol. XIII/3, 1957, 104.

Der experimentelle Teil der hier zusammengefassten Arbeiten wurde am Enrico Fermi Institute for Nuclear Studies, University of Chicago, bei HAROLD C. UREY ausgeführt.

Die Rb-Sr-Methode (OTTO HAHN, 1937) hat in den letzten Jahren immer mehr Bedeutung gewonnen für die Geochronologie von Gesteinen im Alter von 1 Milliarde Jahren (AHRENS, ALDRICH). Sie beruht auf dem β -Zerfall des schwereren Rb-Isotops ^{87}Rb in ^{87}Sr (stabil). Die Halbwertszeit von 49 Milliarden Jahren (HUSTER, ALDRICH) ist im Vergleich zu den zu bestimmenden Zeitintervallen und zu den Uran-Blei- ($T_{\frac{1}{2}}$: 4,5 bzw. $0,71 \cdot 10^9\text{a}$) sowie Kalium-Argon- ($T_{\frac{1}{2}}$: $1,31 \cdot 10^9\text{a}$)-Methoden gross, so dass für eine genaue Datierung besonders hohe Anforderungen an die

analytischen Bestimmungen hier des radiogenen Strontiumgehaltes ^{87}Sr (rad.) und des „chemischen Faktors“ R (z. B. $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$) — gestellt werden müssen.

Bei der Anwendung der Methode auf Steinmeteorite erhöhen sich die Schwierigkeiten, weil ^{87}Sr (rad.) infolge des im Vergleich zu z. B. terrestrischen Glimmern grossen R -Wertes nur eine geringe Korrektur am ^{87}Sr des vorhandenen „gewöhnlichen Strontiums“ ausmacht. Zudem sind Sr und Rb sehr selten (12 bzw. 4 ppm).

Durch die Entwicklung sauberer und kontrollierter chemischer Trennmethoden und Verwendung der massenspektrometrischen Isotopen-Verdünnungsanalyse ist es jedoch gelungen, diese Daten an mehreren Meteoritenproben von je ca. 1 Gramm mit ausreichender Genauigkeit zu ermitteln. Zur Auswertung ist aber noch die Kenntnis der isotopen Zusammensetzung von „Ur-Strontium“ nötig, d. h. von Strontium, das keinen merklichen Zuwachs von ^{87}Sr erfahren hat seit der Entstehung der Meteorite. Diese Grösse lässt sich nicht hypothesenfrei bestimmen. An achondritischen Steinmeteoriten (Pasamonte, Bustee) konnte aber eine dem wahren Wert sicher naheliegende obere Grenze von 6,75 ‰ ^{87}Sr gemessen werden, während der ^{87}Rb -Zerfall im Chondriten „Forest City“ seit seiner Entstehung zu einer Erhöhung des ^{87}Sr auf 7,35 ‰ führte. Aus den in der Tabelle zusammengestellten Messdaten erhält man für diesen Meteoriten ein Alter von $4,5 \pm 0,4$ Milliarden Jahre.

Tabelle

Meteorit	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	$^{87}\text{Sr}(\text{rad})/^{87}\text{Rb}$ in <i>FC</i>
<i>FC</i>	$0,7480 \pm 0,006$	$1,04 \pm 0,03$	—
<i>Pa 0</i>	$0,6853 \pm 0,004$	$64,8 \pm 1,4$	$0,065_2 \pm 0,007$
<i>Pa 1</i>	$0,6822 \pm 0,007$	$46,5 \pm 1,3$	$0,068_3 \pm 0,009$
<i>Bu</i>	$0,6816 \pm 0,004$		$0,069_0 \pm 0,007$
		Mittelwert	$0,067_5 \pm 0,008$

Dieses Resultat erlaubt, einige bedeutungsvolle Schlüsse zu ziehen:

1. Der Vergleich mit den etwa zur gleichen Zeit veröffentlichten, unabhängigen Altersbestimmungen von „Forest City“ mit den $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - (PATTERSON, 1955) und K-A - (WASSERBURG und HAYDEN, 1955, neuerdings J. GEISS, 1956)-Methoden ergibt innerhalb der Fehlergrenzen völlige Übereinstimmung. Das Alter von $4,5 \cdot 10^9$ a stellt daher einen gut begründeten Wert dar, der grösser als irgendwelche anderen Alter ist, so dass er als Grenzwert für das „Alter des Universums“ gelten kann. Er ist auch im Einklang mit dem aus der Expansion der Galaxien abgeleiteten Wert für diese Grösse.

2. Diese Übereinstimmung ist weiterhin für die verschiedenen Modelle der Auswertung der drei Methoden eine bedeutende Stütze. Die Rb-Sr -Methode unterscheidet sich dabei dadurch, dass das Tochterelement in den lokalen Gitterverband des Rb -enthaltenden Minerals fest eingebaut wird, währenddem bei den andern beiden Methoden gasförmige Zwischen- (Rn) oder Endprodukte (A , He) vorliegen, die viel leichter diffundieren und daher verloren gehen können.

Dadurch ist die Bedeutung äusserer Einflüsse (z. B. Sonnennähe, Kollisionen u. a. m.) auf das „Engramm der Zeit“ bei den drei Prozessen verschieden. Da aber im „Alter“ kein Unterschied gefunden wird, müssen wir annehmen, dass die einfachen Vorstellungen über die Geschichte des Meteoriten sehr wahrscheinlich

richtig sind. Diese Feststellung ist für die Meteoritik wichtig, die aus solchen Zeitangaben bei vermehrtem Material weitgehende Folgerungen ziehen kann.

3. Der gefundene Messwert und derjenige PATTERSONS ergibt auf einer Korrelationsgeraden konkordanter U-Pb- mit dem ^{87}Sr (rad.)/ ^{87}Rb -Verhältnis derselben terrestrischen Proben (ALDRICH, 1957) einen gut passenden Messpunkt. Es ist wesentlich, festzustellen, dass bei dieser Korrelation die Zeit nicht explizit vorkommt und daher auch Annahmen über ihre Struktur (kosmologisches Modell) wegfallen. Man vergleicht lediglich in der gleichen Zeitspanne zerfallene ^{87}Rb - und U-Mengen miteinander und findet für irdische und meteoritische Proben innerhalb der Fehlergrenzen dieselbe Beziehung. Ausserdem stimmt die daraus ableitbare Verknüpfung der U-Halbwertszeiten und der ^{87}Rb -Halbwertszeit mit den im Labor direkt gemessenen überein.

Dieses Resultat ist für die Kosmologie und die theoretische Physik wichtig. Es sei dazu nur folgendes erwähnt: Im Zusammenhang mit den bei schwachen Wechselwirkungen (Atomkern-Elektron) beobachteten Paritäts-Verletzungen ist die Möglichkeit in Betracht gezogen worden (W. PAULI), dass ein unbekanntes Kraftfeld existieren könnte, das auf anderen Himmelskörpern vielleicht verschieden ist. Die zwischen den β -Zerfalls- und α -Zerfalls-Altern beobachtete Korrelation an irdischen und meteoritischen Proben macht die Wahrscheinlichkeit dieses Unterschiedes (und damit vielleicht der Existenz) sehr klein (zumindest für das Erde und Meteoriten enthaltende Sonnensystem).

Die Rb-Sr-Methode wird vom Verfasser weiter ausgebaut, wozu im Augenblick chemische Methoden und geeignete Massenspektrometer entwickelt werden. Dabei wird auch die Untersuchung geochronologischer Probleme unseres Landes in Betracht gezogen.

Autoreferat

Literaturbesprechungen

E. N. DAVIS: *Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz*. Publikation der Stiftung „Vulkaninstitut I. Friedlaender“. Zürich 1957. 74 S., 36 Fig. im Text und auf 3 Tafeln sowie 3 Karten. Preis Fr. 7.—.

Diese Arbeit gibt zuerst eine kurze Zusammenfassung der geologischen Verhältnisse, wobei vor allem auf vorgängige Publikationen verwiesen wird. Eigene Feldaufnahmen werden keine publiziert.

Die Verfasserin gibt in den beiden Hauptkapiteln zuerst eine petrographische Beschreibung des Materials, das zum Teil (Poros) selbst gesammelt wurde, sonst aber aus der Sammlung des Vulkaninstitutes Friedlaender stammt, dann eine petrochemische Betrachtung. Da die vorgängige, eingehendere petrographische Untersuchung von WASHINGTON über 60 Jahre alt ist, wird man diese sorgfältige Arbeit besonders auch deshalb begrüßen, weil sie 12 neue Analysen von Gesteinen publiziert, welche die Verfasserin selbst ausgeführt hat. Die eingehende petrographische Beschreibung befasst sich etwas ausführlicher mit der Zonarstruktur der Plagioklase. Die Laven werden eingeteilt in Dacitoide mit Hornblende, Augit, Biotit-Führung und Andesite mit Hornblende, Augit, Hypersthen bzw. Olivin, Augit, Hypersthen. Auch Einschlüsse sind beobachtet und beschrieben.

In der petrochemischen Betrachtung werden die bekannten Gesteinsanalysen von Ausbrüchen im saronischen Golfe zusammengestellt. An Hand der Niggliwerte wird der Provinzialcharakter der fraglichen Gesteine diskutiert. In einem Schlussabschnitt werden dann auch noch die weiteren Laven des Kykladenbogens in die Diskussion einbezogen und festgestellt, dass man hier drei etwas verschiedene Differentiationstendenzen feststellen kann. Gesamthaft kann aber die Differentiationstendenz im Kykladenbogen als nahe verwandt bezeichnet werden. Sie ist als Ganzes betrachtet von pazifischem bis schwach mediterranem Typus, wobei der mediterrane Typus in Richtung vom griechischen zum kleinasiatischen Festland zunimmt.

R. A. Sonder

Schweizerische Geotechnische Kommission

Aus den Veröffentlichungen der Jahre 1953—1957

<i>E. Kündig und F. de Quervain</i> : Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Mit Übersichtskarte 1:600 000. Zweite ergänzte Ausgabe 1953.	Fr. 8.30
<i>H. Zweifel und F. de Quervain</i> : Der Biotit-Apatitschiefer des P. Corandoni (Val Cadlimo, Tessin). 45 Seiten, 29 Textfiguren, 3 Tafeln. 1954. Lief. 32	8.30
<i>H. Ledermann</i> : Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagerstätte im Balthiedertal (Wallis). 41 Seiten, 14 Textfiguren, 1 Tafel. 1955. Lief. 33	8.30
<i>F. de Quervain und V. Jenny</i> . 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Mit tabellarischer Zusammenstellung der Gesteins- und Mineralanalysen von 1942—1955. 103 Seiten. 1956. Lief. 34	16.65
<i>M. Grünenfelder</i> : Petrographie des Rofnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. 60 Seiten, 29 Textfiguren, 3 Tafeln. 1956. Lief. 35	12.50
<i>H. Röthlisberger</i> : Zur seismischen und petrographischen Charakterisierung einiger Molassegesteine, einschliesslich der Beschreibung von Methoden der Korngrößenbestimmung in Festmaterial. 91 Seiten, 31 Textfiguren, 1957. Geophysik Nr. 1	12.50
<i>H. Jäckli</i> : Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. 136 Seiten, 64 Textfiguren, 6 Tafeln, 1957. Lief. 36	26.—

Kommissionsverlag KÜMMERLY & FREY, Bern

Bestellungen können durch jede Buchhandlung aufgegeben werden.

Schweizerische Geologische Kommission

Veröffentlichungen der Jahre 1956—1957

Verkaufskatalog der Publikationen der Schweizerischen Geologischen Kommission und der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, 1956

Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000

Notice explicative Feuille 1 Neuchâtel. 1956	Fr. 2.10
Erläuterungen Blatt 3 Zürich-Glarus. 1957	Fr. 2.10

Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000

Blatt Saas. 1954. Erläuterungen. 1957	Fr. 10.40
Blatt Monte Moro. 1954. Erläuterungen. 1957	Fr. 6.25
Blatt Gemmi. 1956. Erläuterungen im Druck.	Fr. 10.40
Blatt Basodino. 1957. Erläuterungen im Druck.	Fr. 10.40

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge

94. Lieferung. <i>Th. Hügi</i> : Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. 86 Seiten, 32 Textfiguren, 43 Tabellen, 5 Tafeln, English Summary. 1956.	Fr. 12.50
102. Lieferung. <i>P. A. Ziegler</i> : Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Bern Jura) und Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura. 101 S., 15 Textfig., 12 Tafeln, Sommaire. 1956	Fr. 12.50
104 ^e livraison. <i>H. Guillaume</i> : Géologie du Montsalvens (Préalpes friebourgeoises). 170 pages, 62 figures dans le texte, 3 tableaux, 3 planches. 1957.	Fr. 15.60

Kommissionsverlag KÜMMERLY & FREY, Hallerstrasse 6—8, Bern

Bestellungen können durch jede Buchhandlung aufgegeben werden

Schweizerische Geologische Gesellschaft Société Géologique Suisse

Gegründet 1882 — Fondée en 1882

Präsident: Dr. E. RITTER, Niklaus-von-Flüe-Strasse 19, Basel

Jahresbeitrag Fr. 24.—. — Einmaliger Beitrag für lebenslängliche Mitgliedschaft: Fr. 540.—. — Keine Aufnahmegebühr. — Beitrittserklärungen sind an den Präsidenten zu richten.

Cotisation annuelle fr. 24.—. — Cotisation unique pour les membres à vie: fr. 540.—. — Pas de finance d'entrée. — Les inscriptions sont reçues par le président.

Zeitschrift der Gesellschaft: — Publication périodique de la Société:

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Redaktor: Prof. Dr. W. NABHOLZ, Geologisches Institut der Universität, Sahlstrasse 6, Bern

Zwei Hefte pro Jahr, die den Mitgliedern der Gesellschaft gratis zugestellt werden. — Einzelhefte sind käuflich beim Verlag *Birkhäuser AG.*, Elisabethenstrasse 19, *Basel*, und in den Buchhandlungen.

Deux fascicules par an, distribués gratuitement aux membres de la Société. — Les fascicules sont en vente chez l'éditeur *Birkhäuser S. A.*, Elisabethenstrasse 19, *Bâle*, et dans les librairies.

Anfang 1958 ist erschienen:

Register der Bände 1-35 (1921-1955) der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen

Der Registerband umfasst 110 Seiten und enthält ein Autoren-, Sach- und Ortsregister, ein gekürztes chronologisches Register der Bände 1-35 sowie die offiziellen Mitteilungen der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft

Preis für das broschiierte Heft Fr. 15.— für Mitglieder,
Fr. 20.70 für Nichtmitglieder

Bestellungen nimmt der Verlag Leemann, Postfach Zürich 34,
entgegen. Postcheck-Konto VIII 2323

Stiftung

«Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

Sitz: Mineralogisch-Petrographisches Institut der
Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

Die Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender“ ist auf Wunsch des Stifters Dr. I. Friedlaender in die Verwaltung eines Stiftungsrates übergegangen, der sich z. Z. wie folgt zusammensetzt:

Prof. Dr. C. Burri, Zürich, Präsident und Redaktor

Prof. Dr. Ed. Wenk, Basel, Quästor

Dr. H. Bosshardt, Zürich, Aktuar

Dr. R. A. Sonder, Olten, Beisitzer

Dr. C. Friedlaender, Zürich, Beisitzer

An Stelle der früheren „Zeitschrift für Vulkanologie“ und als deren Fortsetzung erscheinen seit 1940 unter dem Titel

Publikationen der Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender“

in zwangloser Folge Einzelabhandlungen aus dem Gebiete der Vulkanologie.

Bis jetzt sind erschienen:

- No. 1 *R. v. Leyden*: Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik. 151 p., 57 Fig. im Text und XIV Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1940. Preis Fr. 7.50.
- No. 2 *R. A. Sonder*: Studien über heiße Quellen und Tektonik in Island. 132 p., 2 Fig. im Text und XIII Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1941. Preis Fr. 7.50.
- No. 3 *C. Burri* und *P. Niggli*: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Einleitung. Die Ophiolithe. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Berechnungsmethoden. Mit 6 Tafeln und 211 Figuren im Text. 1945. Preis Fr. 30.—.
- No. 4 *C. Burri* und *P. Niggli*: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens II. Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine. 1949. Preis Fr. 10.—
- No. 5 *Chr. Amstutz*: Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. 1954. Preis Fr. 12.—.
- No. 6 *E. N. Davis*: Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. 74 S. 36 Fig. im Text und auf 3 Tafeln sowie 3 Karten. 1957. Preis Fr. 7.—.
- No. 7 *R. Jakob*: Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli (Äolische Inseln, Italien). (Im Druck.)

Bestellungen werden durch den Kommissionsverlag Guggenbühl & Huber, Schweizerspiegel-Verlag, Zürich, Hirschengraben 20, sowie durch jede Buchhandlung entgegengenommen.

Interessenten, die dem Verlage ihre Adresse mitteilen, werden über neuerscheinende Bände der Serie auf dem laufenden gehalten.

Von der „Zeitschrift für Vulkanologie“ sind noch eine große Zahl einzelner Hefte auf Lager und werden zu stark reduziertem Preise abgegeben. Diesbezügliche Anfragen sind an den Präsidenten des Stiftungsrates zu richten

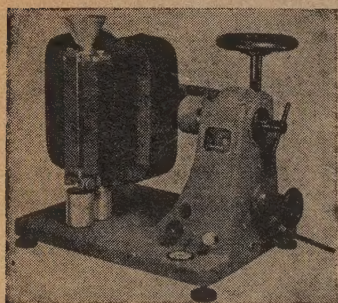
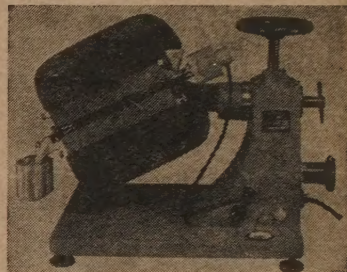


FRANTZ

ISODYNAMIC

Magnetic SEPARATOR

Die Möglichkeit der Trennungen von Korngemischen durch den ISODYNAMIC Magnetic Separator sind eigentlich unbegrenzt. Seine Verwendbarkeit ist lediglich durch die große Zahl magnetischer Mineralien — von denen viele gar nicht für magnetisch gehalten wurden — eingeschränkt und durch den Grad ihrer Suszeptibilitäten. Eine Besonderheit des ISODYNAMIC Separators liegt in der speziellen Anordnung der Polschuhe, welche für die Selektivität maßgebend ist. Sie bedingt eine Konstanz der magnetischen Kraft bei der Einwirkung auf die Körner, ungeachtet ihrer Lage.



Dieser Typ des ORIGINAL Magnetic Separator ist WELTWEIT in Gebrauch.

Neue, den Interessenten zur Verfügung stehende Publikationen: Eine neue Arbeit "Notes on the Operation of Frantz ISODYNAMIC Magnetic Separator" wurde von Prof. H. H. Hess von der Princeton University verfaßt. Sie orientiert über die Vorbereitung der zu trennenden Proben und die zu verwendenden Geräte und gibt zudem einen Begriff von der vielseitigen Verwendbarkeit des Trennungsapparates. Auf Verlangen wird Ihnen gerne ein Exemplar dieser Arbeit zugestellt. Ebenso steht das Bulletin 134-I zu Ihrer Verfügung.

University of British Columbia
 Université Libre of Brussels
 The University, St. Andrews, Scotland
 University of Philippines
 Kyushu University
 Harvard University
 Massachusetts Inst. of Technology
 Princeton University
 Statens Rastofflaboratorium, Norway
 Atomic Energy Research Est., England
 New Zealand Govt. Scientific and Ind. Research
 Inst. de Recherche de la Sidérurgie, France
 Laboratorium voor Mineralseheid, Holland
 Junta De Energia Nuclear, Spain
 Battelle Memorial Institute, U.S.A.
 U.S. Atomic Energy Commission
 Union Minière du Haut Katanga, Belgian Congo
 Amalgamated Tin Mines of Nigeria, Ltd.
 Consolidated Zinc Prop., Ltd., Australia
 Mitsui Mining & Smelting Co., Japan
 Oliver Iron Mining Co., U.S.A.
 Shell Oil Company, U.S.A.
 American Smelting & Refining Co., U.S.A.

S. G. FRANTZ CO., Inc. . . . Engineers

P. O. Box 1138
 TRENTON 6, NEW JERSEY, U.S.A.

Cable Address
 MAGSEP, Trentonnewjersey